

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

MODÈLE GÉOPHYSIQUE DE LA STRUCTURE RÉGIONALE DE LA CROÛTE
AUTOUR DE L'IMPACT DE SUDBURY

MÉMOIRE
PRÉSENTÉ
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR
AMAL BENMECHERI

JUIN 2015

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Mes remerciements vont en premier lieu à Claire Perry qui m'a initié à la géophysique en m'offrant l'opportunité d'un poste d'auxiliaire de recherche au sein du GEOTOP en 2010, qui m'a proposé et encouragé à entreprendre la maîtrise et qui a accepté de juger ce mémoire.

Mes plus vifs remerciements et non les moindres vont à Jean-Claude Mareschal qui a d'abord été mon co-directeur ensuite mon directeur. Les conseils avisés qu'il m'a prodigués, les instructions précises et le temps qu'il m'a consacré pour me guider tout au long de cette maîtrise et permettre son achèvement sont inestimables.

Au GEOTOP qui m'a octroyé une bourse en 2013 et à Fiona Darbyshire pour ses précieux conseils, sa disponibilité et pour avoir accepté de juger ce mémoire.

Une motion spéciale va à toute ma famille qui m'a soutenu tout au long de ce parcours et spécialement à ma mère pour son soutien indéfectible, ses sages conseils et pour avoir toujours cru en mes capacités. Ma sœur Farah pour tout, elle comprendra. Ma nièce Ghania pour son éternelle bonne humeur et son écoute et à mon neveu dont la ténacité est inspirante.

À Yasmina pour sa précieuse contribution et à mes amis Naima, Luc, Tunji, , Faiza, Kahina, Lyes, Fairouz, Francesco, Arafa, Denise et Luis pour leur présence de tous les instants.

À Nicole Turcot et à Marie-Ève Vallée pour leurs diligences et leurs disponibilités pour toutes les questions administratives.

À l'équipe de soutien du logiciel GeoModeller, en particulier Helen Gibson, qui m'ont aidé à maîtriser le logiciel et à résoudre les problèmes que j'ai rencontrés dans la réalisation de mes modèles.

À tous ceux qui ont contribué de près ou de loin à la finalisation de cette maîtrise.

À

Mon exceptionnelle mère,
mon rayon de soleil Ghania,
mon très spécial Tarek

« Quand l'esprit est attiré par une feuille, l'œil ne voit pas l'arbre. Quand l'esprit est attiré par l'arbre, l'œil ne voit pas la forêt. Ne pas s'attacher aux détails mais voir l'ensemble sans vraiment regarder. Voilà le secret... c'est ça "voir". »

Vagabond, tome 4 de Takehiko Inoue

Histoire basée du Livre Musashi d'Eiji Yoshikawa

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES.....	VII
LISTE DES TABLEAUX.....	X
RÉSUMÉ.....	XI
ABSTRACT.....	XII
INTRODUCTION.....	1
0.1 Études géophysiques précédentes	3
CHAPITRE I	
GÉOLOGIE GÉNÉRALE DE LA RÉGION.....	5
1.1 Géologie régionale	5
1.1.1 Province du Supérieur	5
1.1.2 Zone Structurale de Kapuskasing.....	8
1.1.3 Province du Sud et Supergroupe Huronien	8
1.1.4 Province de Grenville.....	9
1.2 La Structure de Sudbury.....	9
CHAPITRE II	
CONCEPTS THÉORIQUES	12
2.1 La gravimétrie	12
2.1.1 Théorie	12
2.1.2 Corrections et Anomalies	15
2.2 Relation entre vitesse sismique et densité.....	16
2.3 Modèle 2D, 2,5 D et 3D	17
2.4 Méthode de Talwani.....	17
2.5 Modélisation Directe.....	17

2.6	Analyse Spectrale.....	18
CHAPITRE III		
	DONNÉES GÉOPHYSIQUES LOCALES ET RÉGIONALES.....	19
3.1	Données de Gravité.....	19
3.1.1	Grille de gravité de Bouguer du modèle local :	19
3.1.2	Grille de gravité régionale.....	21
3.2	Valeurs des densités	22
3.3	Données sismiques	22
CHAPITRE IV		
	MÉTHODOLOGIE.....	26
4.1	Modèle local.....	26
4.2	Modèle régional	29
4.2.1	Modèle en deux dimensions.....	30
4.2.2	Modèle en trois dimensions.....	34
CHAPITRE V		
	RÉSULTATS	38
5.1	Modèle local.....	38
5.1.1	Modèle géologique.....	39
5.1.2	Réponse gravimétrique.....	43
5.2	Modèle régional	48
5.2.1	Modèle de Huang et al (2014).....	48
5.2.2	Modèle USGS et Lithoprobe.....	51
CHAPITRE VI		
	CONCLUSIONS.....	58
APPENDICE A		
	CARTE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION DE LA STRUCTURE DE SUDBURY	61
APPENDICE B		
	COMPILATION DES VALEURS DES DENSITÉS.....	63
APPENDICE C		
	PROGRAMME DE CALCUL DE GRAVITÉ.....	64
	RÉFÉRENCES.....	66

LISTE DES FIGURES

Figure	Page
1.1 : Carte de la région couverte par le transect Abitibi-Grenville de Lithoprobe. (Ludden et Hynes, 2000) Lignes AB et XY qui traversent la structure de Sudbury sont représentées en pointillé bleu foncé.....	6
2.1 : Anomalie d'une masse ponctuelle. (Kearey et al, 2002) (1 gu = 0,1 mgal).	14
3.1 : Anomalie de Bouguer de la Structure de Sudbury. Les points de mesures sont représentés par des points noirs (coordonnées UTM).....	20
3.2 : Anomalie de Bouguer régionale. Ligne blanche : FG, ligne noire : limite du Huronien, lignes rouges : lignes sismiques réfraction, points de tir en noir. La SS en blanc.	21
3.3 : Section sismique migrée (Wu et al, 1995).....	23
3.4 : Section sismique migrée interprétée (Wu et al, 1995) adaptée par Adam et al (2000).	24
3.5 : Réinterprétation de la section sismique de Wu et al (1995) par Olaniyan et al (2014). Courbes supérieures : anomalies magnétiques (mesurées : pointillés noirs, calculées : traits noirs. Courbes inférieures : anomalies gravimétriques (Idem).....	24
4.1 : Section DD' de Olaniyan et al (2014) reproduite et sa réponse gravimétrique. Courbe rouge : gravité calculée, Courbe noire : gravité observée. Les chiffres inscrits dans les unités géologiques représentent les densités en $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$	28
4.2 : Modèle d'anomalie de vitesses de la ligne sismique AB (Winardhi et Mereu, 1997).....	30
4.3 : Profils de gravité. SS : Structure de Sudbury; S : Sud; N : Nord.	32
4.4 : Profils de gravité du modèle régional réalisés avec le logiciel Talwani 2.2. a) Modèle avec profondeur du Moho déduite du profil sismique réfraction AB. b) Modèle avec profondeur du Moho modifiée. Ligne bleue : gravité	

	calculée ; Ligne jaune : Gravité observée. Les chiffres inscrits dans les unités géologiques représentent les densités en $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$	34
4.5	: Spectre de puissance de la gravité de Bouguer non filtrée de la région entre les coordonnées 40°N/50°N et 74°W/89°W.	35
4.6	: Profondeur du Moho basée sur les données USGS et Lithoprobe. Ligne noire : FG. Ligne grise : limite des sédiments du Paléozoïque, Points noirs: limite du Huronien, Points bleus : SS.	36
4.7	Anomalie de Bouguer régionale filtrée. Ligne blanche : FG, ligne noire : limite du Huronien, lignes rouges : lignes sismiques réfraction, points de tir en noir. La SS en blanc.	37
5.1	: Section sismique de Wu et al (1995) interprétée dans cette étude. Pour l'emplacement de la section voir Figure 5.2. Failles représentées en gris. FFL : Faille Fairbank Lake; FCL : Faille Cameron Lake; FCC : Faille Cameron Creek.	39
5.2	: Géologie de la structure de Sudbury. Les lignes bleues représentent les sections interprétées dans cette étude.	42
5.3	: Interprétation de la section Est, avec le puits NW33. Pour l'emplacement de la section voir Figure 5.2.	42
5.4	: Modèle 3D de la structure de Sudbury.	43
5.5	: Interprétation à partir de la section sismique de Wu et al (1995). Courbe rouge : gravité calculée, Courbe noire : gravité observée. Les chiffres inscrits dans les unités géologiques représentent les densités en $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$	44
5.6	: Interprétation de la section Ouest. Courbe rouge : gravité calculée, Courbe noire : gravité observée. Les chiffres inscrits dans les unités géologiques représentent les densités en $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$	45
5.7	: Interprétation de la section Centre. Courbe rouge : gravité calculée, Courbe noire : gravité observée. Les chiffres inscrits dans les unités géologiques représentent les densités en $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$	45
5.8	: Interprétation de la section Est. Courbe rouge : gravité calculée, Courbe noire : gravité observée. Les chiffres inscrits dans les unités géologiques représentent les densités en $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$	46
5.9	: Interprétation de la section Est-Ouest. Courbe rouge : gravité calculée, Courbe noire : gravité observée. Les chiffres inscrits dans les unités géologiques représentent les densités en $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$	46

5.10	: Réponse gravimétrique du modèle direct de la structure de Sudbury.	47
5.11	: Différence entre gravité calculée et observée du modèle local (Figures 5.10 et 3.1).	47
5.12	: Réponse gravimétrique de la section AA' de Huang et al (2014) correspondant à la section sismique réfraction AB. Courbe rouge : gravité calculée, Courbe noire : gravité observée. Les chiffres inscrits dans les unités géologiques représentent les densités en $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$	50
5.13	: Réponse gravimétrique de la section DD' de Huang et al (2014) correspondant à la section sismique réfraction Glimpce J. Courbe rouge : gravité calculée, Courbe noire : gravité observée. Les chiffres inscrits dans les unités géologiques représentent les densités en $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$	51
5.14	: Profondeurs du Moho obtenues à partir des données de l'USGS et Lithoprobe et modélisées dans cette étude. Ligne noire : FG. Ligne grise : limite des sédiments du Paléozoïque, Ligne marron: limite du Huronien, Ligne verte: Roches Métavolcaniques, Ligne rouge : Granite/Granodiorite, Ligne bleue : limite de la SS.	52
5.15	: Gravité calculée dans cette étude pour le modèle régional. Les lignes ont la même signification que la Figure 5.14.....	53
5.16	: Différence entre gravité calculée et observée du modèle régional. Les lignes ont la même signification que la Figure 5.14.....	54
5.17	: Réponse gravimétrique de la section sismique réfraction AB avec la couche supplémentaire dans le manteau supérieur. Les chiffres inscrits dans les unités géologiques représentent les densités en $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$	56
5.18	: Réponse gravimétrique de la portion de la section sismique réfraction GM avec la couche supplémentaire dans le manteau supérieur. Les chiffres inscrits dans les unités géologiques représentent les densités en $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$	57

LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Page
5.1 : Épaisseur des unités géologiques de la SS.....	41
5.2 : Densités utilisées pour la modélisation de la structure de Sudbury.....	48
5.3 : Densités de Huang et al (2014).....	49
B.1 : Compilation des valeurs de densité.	63

RÉSUMÉ

Un modèle local et un modèle régional de la structure de Sudbury ont été réalisés en utilisant comme contraintes des données géophysiques, en l'occurrence la sismique et la gravité.

La sismique a consisté pour le modèle local en une coupe sismique réflexion et pour le modèle régional en des vitesses d'ondes de compression, tandis que la gravité était sous forme d'une grille de l'anomalie de Bouguer.

Le modèle local a permis de représenter en 2D et en 3D la structure de Sudbury, de calculer sa réponse gravimétrique et de la comparer à la gravité observée.

Le modèle ainsi obtenu, représente le gneiss du Levack dense plongeant sous la structure de Sudbury en épousant sa forme. Quant aux unités géologiques du groupe Whitewater et du Complexe Ignée de Sudbury, elles suivent les réflexions de la section sismique.

Le modèle régional 3D donne des profondeurs du Moho comprises entre 35 et 54 km.

La réponse du modèle régional de Huang et al (2014) a été testé pour comparer avec la gravité observée et s'est avéré totalement en désaccord avec celle-ci.

Mots-clés : structure de Sudbury, sismique, gravité, modélisation 2D & 3D.

ABSTRACT

A local and regional model of the Sudbury structure were obtained using a set of geophysical data, specifically seismic and gravity.

The seismic data set consisted of a local reflection cross-section and regional model of compressional wave velocity, while the gravity data were gridded Bouguer anomalies.

The local model permitted the representation of the Sudbury structure in 2D and in 3D, from which the gravimetric response was calculated and compared to the observed gravity field.

The model shows the dense Levack gneiss dipping under the structure and following its shape. The Whitewater groupe formations and the Sudbury Igneous Complex (SIC) follow the main reflections in the seismic section.

The 3D regional model gives Moho depths between 35 km and 54 km.

The regional model of Huang et al. (2014) response was compared with the observed gravity, and it is shown to be inconsistent with these data.

Key words: Sudbury structure, seismic profile, gravity, 2D & 3D modelling.

INTRODUCTION

La structure de Sudbury (SS) se situe dans la Province de l'Ontario au sud du Bouclier Canadien. Elle est bordée au nord par la Province du Supérieur d'âge archéen ($>2,65$ Ga) et à l'est et au sud par la Province du Sud d'âge protérozoïque (2,45 à 2,22 Ga). Au sud de la zone tectonique du Front du Grenville (ZTFG) se trouve la Province du Grenville d'âge protérozoïque (Rousell et Brown, 2009).

Il est maintenant reconnu que la structure a été formée par l'impact d'un météorite qui a percuté la surface de la Terre il y a 1,85 Ga (Dietz, 1964).

La structure de Sudbury représente un bassin déformé par les différents événements tectoniques survenus après l'impact. Elle est composée principalement du Complexe Ignée de Sudbury (CIS) recouvert par les sédiments post-impact du groupe de Whitewater (Rousell et Brown, 2009; Eckstrand et al, 1995).

Située dans une région siège de plusieurs événements tectoniques importants tels que l'orogénie pénokéenne et l'orogénie grenvillienne, la SS a subi des déformations qui ont modifié sa forme d'origine supposée être circulaire (Rousell et Brown, 2009; Eckstrand et al, 1995).

En plus d'intriguer les scientifiques sur son origine, la structure est connue pour son intérêt économique en raison de ses mines de cuivre et de nickel (Eckstrand et al, 1995). Elle a fait l'objet d'une multitude d'études, en particulier lors d'un transect de Lithoprobe (Ludden et Hynes, 2000; Winardhi et Mereu, 1997; Wu et al 1995; Moon et Jiao, 1998). Les sections sismiques interprétées ont été obtenues par le programme

Lithoprobe, un projet Canadien qui comporte des études géophysiques et géologiques le long de différents transects à travers le Canada.

En outre, l'un des trois observatoires de géoneutrinos, l'Observatoire de Neutrino de Sudbury (ONS) est situé au Sud de la structure dans la mine de Creighton à une profondeur de deux kilomètres.

En raison de ces différents aspects intéressants de la région, nous avons choisi comme objet de notre recherche la construction de deux modèles, l'un consacré à la structure de Sudbury et l'autre à la croûte autour de cette structure.

Des données directes sur la structure profonde de Sudbury étant limitées à quelques données de forages ne dépassant pas trois kilomètres, la seule possibilité est d'avoir recours aux données géophysiques en l'occurrence la sismique et la gravimétrie.

La sismique permet de tracer en profondeur les limites des unités géologiques et la gravimétrie de contraindre l'étendue et la dimension de ces structures ainsi que la distribution des densités.

À cette fin, la construction s'est faite à l'échelle locale et régionale avec le logiciel GeoModeller d'Intrepid-geophysics. À l'échelle locale un modèle géologique en trois dimensions (3D) de la structure de Sudbury est réalisé en se fondant sur les lignes sismiques réflexions 40 et 41 interprétées par Wu et al (1995) et Olaniyan et al (2014). Les données gravimétriques d'une résolution de 1 kilomètre ont servi à contraindre le modèle.

Le modèle régional s'étend entre les coordonnées $74^{\circ}\text{W} - 89^{\circ}\text{W}$ et $40^{\circ}\text{N} - 50^{\circ}\text{N}$ et comprend la Zone Structurale de Kapuskasing (ZSK) ainsi que les provinces géologiques entourant la structure de Sudbury, à savoir : la Province du Supérieur, la Province du Sud et la Province du Grenville.

Pour ce qui est du modèle régional, les données sismiques compilées par l'United States Geological Survey (USGS) et Lithoprobe ont servi à la création d'une grille 3D de données ponctuelles représentant les profondeurs de la croûte inférieure et le Moho. Ces profondeurs ont été ensuite ajustées pour faire correspondre la gravité calculée à la gravité régionale produite en filtrant l'anomalie de Bouguer entre les longueurs d'ondes 180 et 300 kilomètres.

0.1 Études géophysiques précédentes

De nombreuses études géophysiques ont été consacrées à la structure de Sudbury et la région alentour. Le début des études gravimétriques dans la région date de 1955 (McGrath et Broome, 1994). Boerner et al (2000) ont publié une synthèse des études géophysiques entreprises sur la structure de Sudbury qui englobe la sismique réflexion et réfraction, l'électromagnétisme, le magnétisme et la gravité.

Gupta (1983) suggère la présence sous la SS d'une masse de type filon-couche (sill) de densité élevée dont l'épaisseur est d'environ 3 km et la profondeur moyenne d'environ 6 km. McGrath et Broome (1994) ont conclu à la présence d'un pan en biseau plongeant du nord vers le sud sous la structure de Sudbury qu'ils assimilent à un gneiss du Levack plus dense. Toutefois, ils ne spécifient pas l'étendue de la profondeur de ce pan auquel ils attribuent une densité de 2770 à 2880 kg/m³.

Moon et Jiao (1998) quant à eux, identifient en interprétant les lignes sismiques réfraction AB et XY du programme Lithoprobe (Figure 1.1), un corps de forme lenticulaire logé entre 4,5 km et 9 km sous la structure de Sudbury avec une vitesse sismique élevée de l'ordre de 6,4 km/s soit l'équivalent d'une densité d'environ 2870 kg/m³.

Wu et al (1995) ont migré et interprété les lignes sismiques 41 et 42 du programme Lithoprobe. La section résultat de leurs travaux reste à ce jour, la section de référence de nombreuses études dont la présente. Dans leur tentative d'expliquer la forme de SS

en fonction des lignes sismiques réflexions combinées 40 et 41, ils prolongent sous la structure de Sudbury, la formation du Onaping du nord vers le sud. Leur section a servi de base à l'interprétation de la SS par Olaniyan et al (2014) qui ont utilisé la modélisation directe conjointe de la gravimétrie et du magnétisme.

En ce qui concerne la discontinuité de Mohorovičić (Moho) qui marque la limite croûte/manteau, les études s'entendent sur le fait que sa profondeur au sud de la structure dans la Province du Grenville est supérieure à la celle de la Province du Supérieur.

Winardhi et Mereu (1997) avancent 39-43 km au sud contre 34-36 km au nord et Moon et Jiao (1998) 37 km au nord et 44 km au sud avec une profondeur horizontale de 38 km sous la ligne est-ouest. Cook et al (2010) dans leur publication consacrée au Moho, donnent des profondeurs de l'ordre de 32-40 km pour la Province du Supérieur et 40-45 km pour la Province du Grenville.

Eaton et al (2006) et Rondenay et al (2000) ont appliqué la méthode Fonction Récepteur à des données télésismiques aux environs des lignes de sismique réfraction AB et GM (Figure 1.1). Eaton et al (2006) donnent une profondeur de 43,5 km à la limite B de la ligne AB et 36 km au nord de Sudbury. Rondenay et al (2000) notent la variation de la profondeur du Moho d'une moyenne de 40 au nord à 40-45 au sud et 35 km à environ 65 km au sud du Front du Grenville expression d'un amincissement soudain de la croûte. Les deux études suggèrent la présence d'une couche dans le manteau supérieur qu'ils attribuent à une relique d'une zone de subduction.

Huang et al (2014) ont réalisé un modèle régional global de la croûte et de la limite du Moho, d'une dimension de $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ centré sur l'Observatoire de Neutrino de Sudbury (ONS), à partir d'une compilation de toutes les études de sismique réfraction et réflexion dans la région. Leur modèle donne une profondeur moyenne de 42,3 km pour le Moho.

CHAPITRE I

GÉOLOGIE GÉNÉRALE DE LA RÉGION

Ce chapitre a pour objet de présenter la géologie de la région sur laquelle porte notre étude. Il est divisé en deux parties : La première porte sur les provinces qui entourent la structure de Sudbury qui est enclavée à la limite de la Province du Supérieur et la Province du Sud et la seconde sur la Structure elle-même.

1.1 Géologie régionale

La région de notre étude se trouve la zone à la limite des Provinces du Supérieur, du Sud et du Grenville.

Nous détaillons ci-après ces différentes provinces en décrivant quand disponibles, les différentes roches les constituant. Les informations géologiques énoncées dans le présent chapitre proviennent des articles de Card et Jackson (1995), Rousell et Brown (2009), Eckstrand et al (1995), Goodwin (1996), Lucas et St-Onge (1998), Hammer et al (2010), Long et Salisbury (1996) et Simard (2000).

1.1.1 Province du Supérieur

La Province du Supérieur est le plus grand craton d'âge archéen au monde dont l'assemblage se situe autour de 2,65 Ga. Elle est formée de plusieurs ceintures ou sous-provinces de composition métasédimentaire ou métavolcanique et de direction structurale est-ouest. Les principales roches constituant le sous-sol de la Province du

Supérieur sont des roches plutoniques et métamorphiques du faciès amphibolite ou granulite et des roches volcaniques et sédimentaires du faciès des schistes verts.

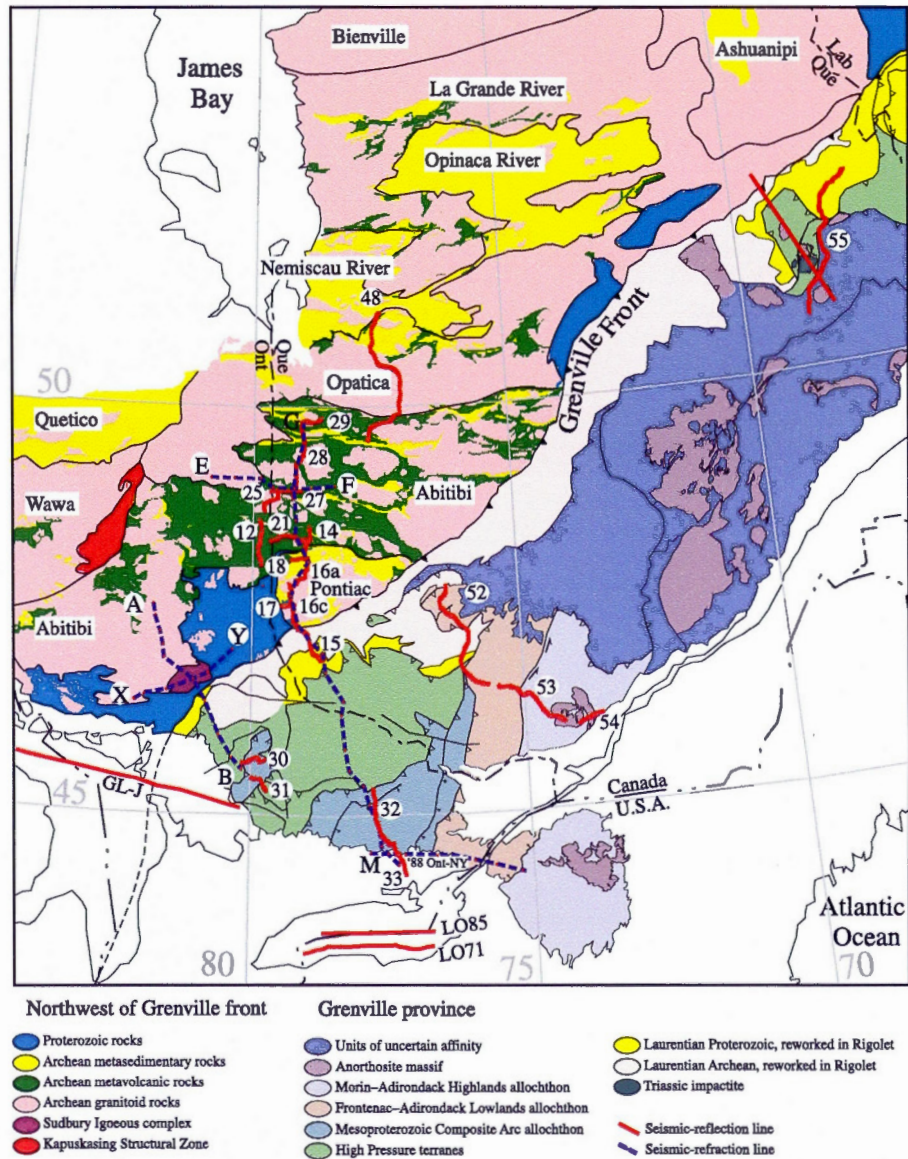


Figure 1.1 : Carte de la région couverte par le transect Abitibi-Grenville de Lithoprobe. (Ludden et Hynes, 2000) Lignes AB et XY qui traversent la structure de Sudbury sont représentées en pointillé bleu foncé.

Nous nous limiterons aux sous-provinces qui nous concernent soit, les sous-provinces de l'Abitibi, Wawa et Pontiac. (Figure 1.1)

1.1.1.1 Sous-Provinces de l'Abitibi et Wawa

Les sous-provinces de l'Abitibi et de Wawa, interprétées comme des arcs insulaires, bassins d'arrière-arcs et plateaux océaniques accrétés entre 2,75 et 2,65 Ga font partie d'une même ceinture qui a été scindée en deux par la Zone Structurale de Kapuskasing (Figure 1.1) aux environs de 1,9 Ga.

La sous-province de l'Abitibi se situe au sud de la Province du Supérieur, limitée à l'ouest par la Zone Structurale de Kapuskasing, au sud-est par la sous-province de Pontiac et au sud par la Province du Grenville et la Province du Sud. Elle est formée principalement de la ceinture des roches vertes de l'Abitibi, une région de roches volcaniques et sédimentaires à faible degré de métamorphisme et de granitoïdes en grande partie sous forme de larges batholites.

Les roches volcaniques et intrusives représentent 80% de la ceinture de roches vertes et les 20% restants sont des roches sédimentaires. Les séquences volcaniques sont constituées de 55% de basalte, 34% d'andésite, 7% de dacite et 4% de rhyolite.

Les roches vertes forment 35 % du substrat rocheux de la sous-province de Wawa qui est formée d'environ 60% de basaltes tholéitiques et andésiques, 20-25% de roches volcaniques felsiques, intermédiaires et mafiques et 15-20% de roches métasédimentaires.

1.1.1.2 Sous-province de Pontiac

La sous-province de Pontiac est un domaine de gneiss granitoïde métasédimentaire situé au Sud de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi et limité au Sud par le Front du Grenville. Elle est caractérisée par des roches supracrustales plus jeunes que celles de la sous-province de l'Abitibi.

1.1.2 Zone Structurale de Kapuskasing

La Zone Structurale de Kapuskasing (1,9 Ga) est une longue zone incurvée de direction Nord-Est composée de gneiss à haut degré de métamorphisme. Elle est marquée par une anomalie gravimétrique et magnétique positive. La ZSK représente une portion de la croûte profonde d'une épaisseur de 20 kilomètres comprenant la croûte supérieure et inférieure de l'Archéen et qui a été soulevée par une faille de chevauchement intracratonique à vergence est (Leclair et al, 1994). L'épaisseur de la croûte dans cette zone varie de 42 km à 52 km.

1.1.3 Province du Sud et Supergroupe Huronien

La Province du Sud d'âge protérozoïque est une séquence de roches supracrustales dont fait partie le Supergroupe Huronien qui borde le sud et l'ouest de la structure de Sudbury. Elle reflète l'initiation et le développement d'une marge continentale évoluant d'un grand décrochement sénestre à une marge passive (Rousell et Brown, 2009).

Le Supergroupe Huronien est une séquence de roches sédimentaires et volcaniques qui s'est déposée entre 2,49 et 2,33 Ga (Card et Jackson, 1995). Les groupes le composant du plus ancien au plus jeune sont : les groupes d'Elliot Lake, d'Hough Lake, de Quirke Lake et de Cobalt. (Figure 1.2)

Il est formé de sédiments principalement des conglomérats, des grès et des argilites à l'exception du groupe d'Elliot qui comprend des formations volcaniques et mafiques. Les intrusions de gabbro du Nipissing parsèment l'ensemble du Supergroupe Huronien. Les plutons granitiques de Creighton et Murray (CM) se situent entre la structure de Sudbury et le Supergroupe Huronien.

1.1.4 Province de Grenville

La Province du Grenville, vestige de l'orogénie grenvillienne (1,3-1,0 Ga), est la plus jeune province du Bouclier Canadien. Elle est formée de roches Protérozoïques qui ont été fortement déformées et métamorphisées jusqu'au faciès amphibolite (Lucas et St-Onge, 1998). Des roches à haut degré de métamorphisme principalement des gneiss et des migmatites d'origines diverses et de structure complexe la caractérisent.

Le zone tectonique du Front du Grenville, zone de mylonitisation et de failles de chevauchement inclinées vers le sud-est, sépare les Provinces du Supérieur et du Sud de la province du Grenville.

Au sud de la structure du Sudbury, la Province du Grenville est divisée en deux parties : la Ceinture centrale de Gneiss et la Ceinture centrale métasédimentaire. La première est à dominance de roches de gneiss quartzo-feldspathique et la seconde de carbonates, calc-silicates, quartzites, paragneiss, d'amphibolites et de roches métavolcaniques.

1.2 La Structure de Sudbury

La Structure de Sudbury (SS) se situe à la jonction entre la Province du Supérieur et la Province du Sud. De forme elliptique, ses grand et petit axes ont une longueur de 58 et 28 kilomètres respectivement. Elle est formée principalement du bassin des sédiments de Whitewater qui couvrent le Complexe Ignée de Sudbury (CIS) formé de roches crustales fondues par l'impact ainsi qu'une zone de brèches entourant les flancs de la structure (Figure 1.2). Elle est divisée en trois régions : Nord, Sud et Est. Les unités sont inclinées vers le sud avec un pendage de 30° au nord et 45 à 60° au sud. (Wu et al, 1995; Eckstrand et al, 1995)

Le CIS consiste en trois unités superposées inférieure, supérieure et intermédiaire correspondant respectivement à la norite, le granophyre et le quartzgabbro qui est aussi appelé zone de transition. Il est bordé au nord par le Complexe de gneiss du

Levack et du batholite Cartier et au sud par le Supergroupe Huronien. Plusieurs apophyses de diorite quartzique sous forme de dykes (offset dyke) s'étendent de manière tentaculaire à partir du CIS (Eckstrand et al, 1995).

Le groupe de Whitewater est formé de trois formations sédimentaires empilées en ordre décroissant du plus jeune au plus ancien comme suit : le Chelmsford, le Onwatin et le Onaping.

Les roches tonalitiques migmatitiques du complexe de gneiss du Levack (CGL) bordent la partie nord de la structure de Sudbury. Il est en contact avec le Batholite de Cartier, une large intrusion granitique.

La structure a subi des déformations suite à différents événements tectoniques survenus après 1,85 Ga, dont l'orogénèse Pénokéenne, qui ont modifié sa forme d'origine supposée être circulaire. Une des déformations ayant causé un raccourcissement nord-sud de la SS est due à un chevauchement ductile à vergence Nord-Ouest qui a donné lieu à une zone de cisaillement de direction est-nord-est et recoupe la partie sud de la SS (Eckstrand et al, 1995).

Plusieurs failles orientées nord-sud et est-ouest coupent la SS. Les failles Fecunis Lake et Sandcherry traversent du nord au sud le batholite de Cartier, le gneiss du Levack ainsi qu'une partie de la Structure de Sudbury. Les failles de Creighton et Murray partent du Front du Grenville à l'est et s'étendent vers l'ouest et coupent le supergroupe du Huronien. Finalement, les failles de Fairbank Lake (FL), Cameron Creek (CC) et Cameron Lake (CL) traversent la structure de Sudbury d'est en ouest.

La Structure de Sudbury est pénétrée par trois séries de réseaux de dykes subparallèles de direction SudEst-NordOuest (Rousell et Brown, 2009).

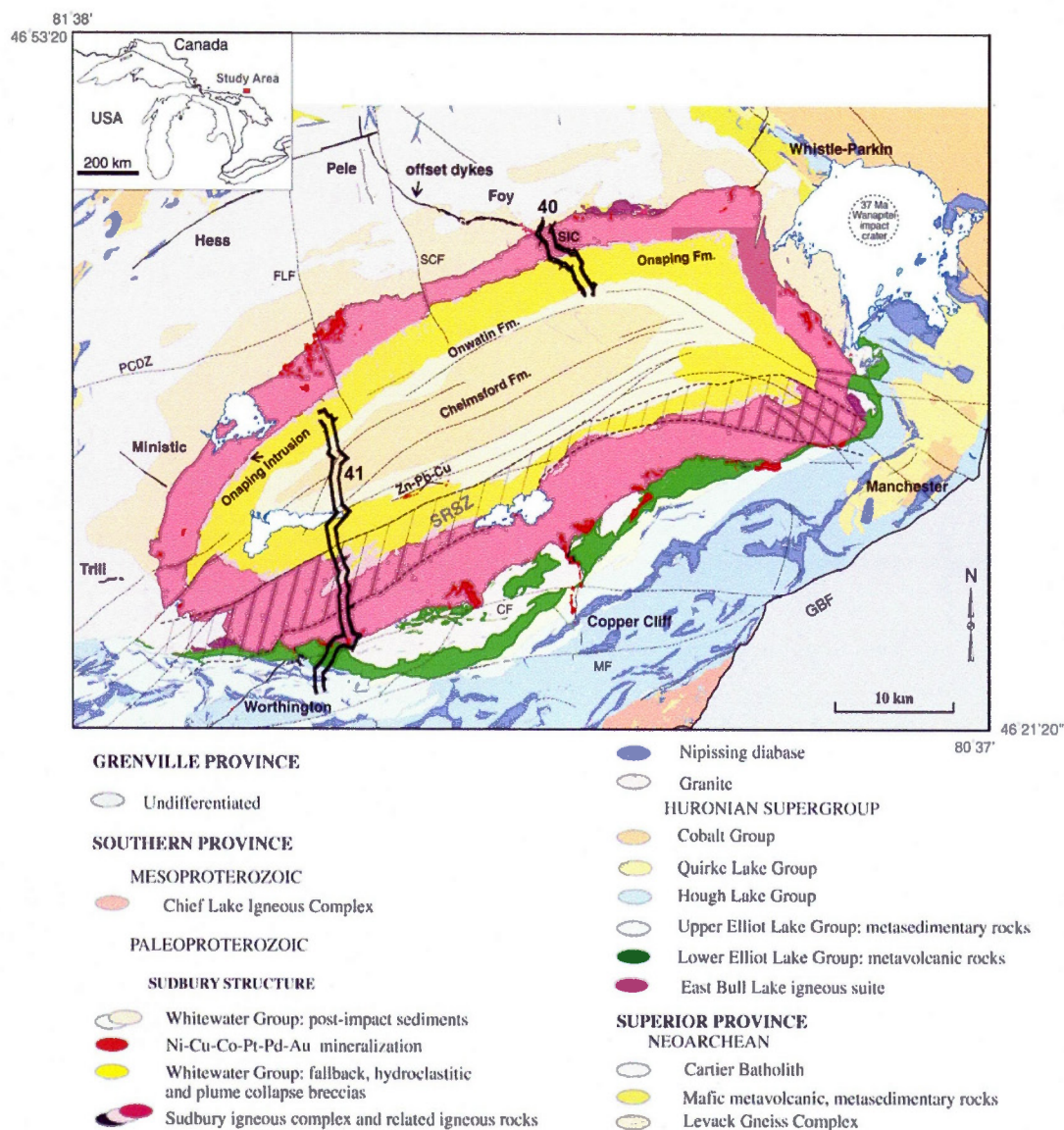


Figure 1.2 : Carte géologique simplifiée de la structure de Sudbury (Ames et al, 2008 ; Dreuse et al, 2010). Lignes doubles noires : lignes sismiques réflexion d'après Boerner et al (2000).

CHAPITRE II

CONCEPTS THÉORIQUES

Le présent chapitre traitera des concepts théoriques qui ont trait aux méthodes et aux analyses employées au cours de notre étude.

2.1 La gravimétrie

2.1.1 Théorie

La gravimétrie se consacre à la mesure et l'interprétation des variations du champ de pesanteur de la terre. L'analyse de la variation de la pesanteur en surface, conséquence de contrastes de densité entre les roches, permet d'estimer la distribution des masses à l'intérieur de la terre. (Larroque et Virieux, 2001)

Les contrastes de densité dans le sous-sol se traduisent par des anomalies du champ de gravité. Les anomalies de courtes longueurs d'ondes proviennent de sources superficielles tandis que celles de grandes longueurs d'onde proviennent soit de sources profondes ou de sources superficielles et larges.

Le principe de base de la méthode de gravité est la loi de gravitation de Newton qui stipule que la force d'attraction F entre deux masses ponctuelles m_1 et m_2 distante l'une de l'autre de r s'écrit (Kearey et al, 2002) :

$$F = G \frac{m_1 m_2}{r^2} \quad (2.1)$$

Avec G la constante de gravitation universelle ($6.67 \times 10^{-11} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-2}$).

Pour une terre homogène de forme sphérique et de masse M et de rayon R , la force d'attraction à la surface sur une masse m :

$$F = \frac{GM}{R^2} m = mg \quad (2.2)$$

g étant l'accélération gravitationnelle ($\sim 9.8 \text{ ms}^{-2}$).

L'attraction gravitationnelle d'une masse ponctuelle m à profondeur z sur un point à distance x à la surface (Figure 2.1) s'écrit (Kearey et al, 2002):

$$\Delta g_r = \frac{Gm}{r^2} \quad (2.3)$$

$$\text{avec } r^2 = x^2 + z^2$$

La composante verticale Δg_z de la force est:

$$\Delta g_z = \frac{Gm}{r^2} \cos \theta = \frac{Gmz}{r^3} \quad (2.4)$$

Pour une distribution de densité $\Delta\rho(x',y',z')$, la composante verticale de l'attraction Δg en un point à la surface de coordonnées x, y ($z=0$)

$$\Delta g_z = G \iiint \frac{\Delta\rho(x',y',z') z' dx' dy' dz'}{r^3} \quad (2.5)$$

$$\text{avec } r^2 = (x - x')^2 + (y - y')^2 + z'^2$$

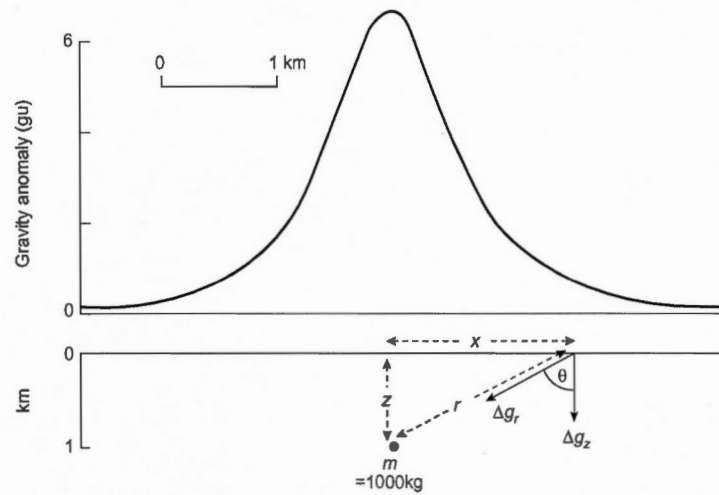


Figure 2.1 : Anomalie d'une masse ponctuelle. (Kearey et al, 2002)
(1 gu = 0,1 mgal)

En pratique, on décompose le corps en cubes ou en parallélépipèdes de densité $\Delta\rho_j$, dont les centres ont pour coordonnées cartésiennes x_j' , y_j' , z_j' et dont la longueur des cotés est dx_j' , dy_j' , dz_j' :

L'anomalie du corps en entier Δg mesurée à l'origine du système de coordonnées est alors égale à :

$$\Delta g = G \sum_j \Delta\rho_j \frac{z_j'}{r_j^3} dx_j' dy_j' dz_j' \quad (2.6)$$

L'accélération de la gravité se mesure en ms^{-2} . En pratique, les anomalies de gravité sont petites et se mesurent en mgal (10^{-5} ms^{-2}) ou en unité de gravité g.u. (10^{-6} ms^{-2})

2.1.2 Corrections et Anomalies

Les anomalies de gravité sont définies comme la différence entre g mesuré (g_m) et g de référence défini au niveau de la mer (g_{ref}). Elles doivent rendre compte de l'altitude du point de mesure à l'aide de corrections.

La Terre n'étant pas une sphère parfaite avec un relief changeant, on introduit le concept de géoïde qui est le niveau moyen expérimental des mers pour servir de surface de référence afin de faire les corrections gravimétriques (Telford et al, 1976; Kearey et al, 2002).

À cause de la rotation et de la forme aplatie de la Terre, la gravité varie en fonction de la latitude ϕ . La pesanteur au niveau de référence, notée g_{ref} dans ce qui suit, est égale à (Telford et al, 1976) :

$$g = g_0 (1 + \alpha \sin^2 \phi + \beta \sin^2 2\phi) \quad (2.7)$$

avec g_0 la gravité à l'équateur = 9.78 ms^{-2} , α et β des constantes.

2.1.2.1 Correction et anomalie d'air libre

La correction d'air libre (g_{Al}) est appliquée pour ramener les mesures à la surface de référence, soit $g_{Al} = g_m + 0,3086 h$

L'anomalie d'air libre (A_{Al}) est la différence entre la valeur mesurée g_m à l'altitude h et la valeur corrigée g_{Al} :

$$A_{Al} = g_m - g_{ref} + 0,3086 h \quad (2.8)$$

2.1.2.2 Correction et anomalie de Bouguer

La correction de Bouguer (Δg) tient compte de la masse des matériaux ou la couche de terrain comprise entre le point de mesure à la hauteur h et la surface de référence. Elle est égale à (Dubois et al, 2011)

$$\Delta g = 0,0419 \rho h \quad (2.9)$$

Δg en mgal, densité ρ en $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ et h en m.

L'anomalie de Bouguer (A_B) tient compte de la correction de l'air libre et de la correction de Bouguer.

$$A_B = A_{Al} - 0,0419 \rho h = g_m - g_{\text{ref}} + 0,3086 h - 0,0419 \rho h \quad (2.10)$$

Pour le calcul de l'anomalie de Bouguer, en règle générale la densité moyenne choisie pour les roches de la croûte terrestre est de $2670 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ (Dubois et al, 2011; Telford et al, 1976).

Sur terre, c'est cette anomalie qui sert à réaliser les cartes gravimétriques pour l'analyse et l'interprétation des données gravimétriques. Elle est l'image des variations des densités des masses sous la surface topographique (Dubois et al, 2011; Telford et al, 1976).

2.2 Relation entre vitesse sismique et densité

Les relations empiriques entre la vitesse des ondes de compression (V_p) et la densité (ρ) sont très utiles. Ces équations ont été établies en corrélant des valeurs de ρ et V_p mesurées sur plusieurs roches représentatives de la croûte terrestre. Différentes équations qui dépendent du type de roches ont été obtenues par plusieurs auteurs (Birch, 1961; Nafe et Drake, 1963; Gardner et al, 1974; Christensen et Mooney, 1995; Barton, 1986). L'équation de Christensen et Mooney (1995) est spécifique aux roches cristallines (Brocher, 2005) et c'est cette dernière que nous avons utilisée pour

transformer les vitesses des ondes de compression en densité lors de la réalisation du modèle régional.

2.3 Modèle 2D, 2,5 D et 3D

Si l'on considère une structure représentée sur un plan de coordonnées cartésiennes (x,y,z) dont la section est représentée sur le plan (x,z) , alors la structure est dite à deux dimensions si elle s'étend à l'infini de part et d'autre de ce plan le long de l'axe des y . Si l'extension le long de l'axe des y est finie alors la structure est à 2,5 D (Hinze et al, 2013; Kearey et al, 2002).

Une structure en trois dimensions (3D) est subdivisée en plusieurs cellules volumiques appelées voxels auxquelles sont attribuées des densités. L'anomalie du corps est la somme des anomalies de tous les voxels.

L'anomalie d'une structure 2D et 2,5 D est représentée par un profil le long de l'axe des x et celle d'une structure en 3D par une grille en deux dimensions sur le plan (x,y) (Hinze et al, 2013; Kearey et al, 2002).

2.4 Méthode de Talwani

La méthode dite de Talwani permet de calculer l'anomalie gravimétrique d'un corps en 2,5 D de forme quelconque. Le corps est assimilé à un polygone dans le plan vertical et l'anomalie est calculée à partir de chaque segment le constituant. L'anomalie du corps au complet est la somme des anomalies de chaque segment (Hinze et al, 2013; Dubois et al, 2011).

2.5 Modélisation Directe

La modélisation directe consiste à calculer l'anomalie d'un modèle géologique basé sur les connaissances que nous avons du sous-sol.

Toutes les données disponibles, telles que géologie de surface, données de forages et sismiques sont utilisées pour construire et contraindre un modèle préliminaire comprenant les différentes unités géologiques. Les densités sont attribuées à chaque unité et la réponse gravimétrique est alors calculée et comparée à la gravité observée (Hinze et al, 2013).

C'est une méthode d'essais et d'ajustements jusqu'à l'obtention d'un modèle satisfaisant. Les modifications apportées au modèle peuvent porter sur la dimension et/ou sur les densités des unités géologiques (Hinze et al, 2013). L'écart (misfit) entre la gravité calculée et la gravité observée permet de juger la validité du modèle. Plus le misfit est bas, plus le modèle est considéré comme satisfaisant. Le défi de l'interprétation gravimétrique est la non-unicité des solutions car une même anomalie peut être causée par un nombre infini de sources possibles.

2.6 Analyse Spectrale

L'analyse des données de gravimétrie dans le domaine fréquentiel permet de calculer la profondeur approximative des sources qui causent les anomalies observées (Spector et Grant, 1970).

Le principe est que le logarithme du spectre d'énergie (E) contenue dans le signal décroît proportionnellement au nombre d'onde et à la profondeur moyenne des sources. En échelle semi-log, le spectre d'énergie peut être représenté par des droites qui représentent les contributions des sources à différentes profondeurs (Gómez-Ortiz et al, 2011 ; Tiwari et al, 2013). La profondeur h des données à deux dimensions peut alors s'écrire :

$$h = \frac{\Delta \ln(E)}{4\pi \Delta k} \quad (2.11)$$

avec $\frac{\Delta \ln(E)}{\Delta k}$ représentant la pente des droites et k le nombre d'onde (Tadjou et al, 2009).

CHAPITRE III

DONNÉES GÉOPHYSIQUES LOCALES ET RÉGIONALES

Nous détaillons dans ce chapitre les données géophysiques utilisées pour le modèle régional et local ainsi que leur origine.

3.1 Données de Gravité

3.1.1 Grille de gravité de Bouguer du modèle local :

Pour procéder à la modélisation directe et tester notre modèle initial, nous avons téléchargé une première grille de gravité à deux kilomètres de résolution, du site des données géoscientifiques du ministère des ressources naturelles du Canada (<http://gdr.agg.nrcan.gc.ca/gdrdap/dap/search-fra.php>). Cette grille s'est avérée ne pas être assez précise.

Pour pallier cet inconvénient, nous avons téléchargé du même site les données brutes de la gravité de Bouguer qui consistent en un total de 5828 observations sur l'ensemble de notre région d'étude de coordonnées 46°N-47°N/80,7°W-81,6°W. Les corrections avaient déjà été calculées en utilisant une correction d'air libre de 0,3086 mgal·m⁻¹ et une correction de Bouguer avec une densité de 2670 kg·m⁻³. Une grille à un kilomètre de résolution a été obtenue par interpolation pondérée par l'inverse de la distance.

La grille de gravité résultante (Figure 3.1) dont les valeurs varient de -64 mgal à -19 mgal, montre une anomalie de gravité positive qui suit le pourtour de la Structure de

Sudbury à l'exception de sa partie nord où une anomalie négative prédomine, expression de la nature granitique du batholithe de Cartier.

Cette anomalie positive fait aussi partie de l'anomalie qui s'étend de Elliot Lake à l'Ouest jusqu'à Englehart à l'Est, pratiquement à la limite des Provinces du Supérieur et du Sud (Hearst et Morris 2001).

Le CIS ne semble pas être à l'origine de l'anomalie positive qui couvre sa moitié sud ou du moins, il y contribue dans une moindre mesure par l'expression d'une anomalie modérée (Hearst et Morris 2001).

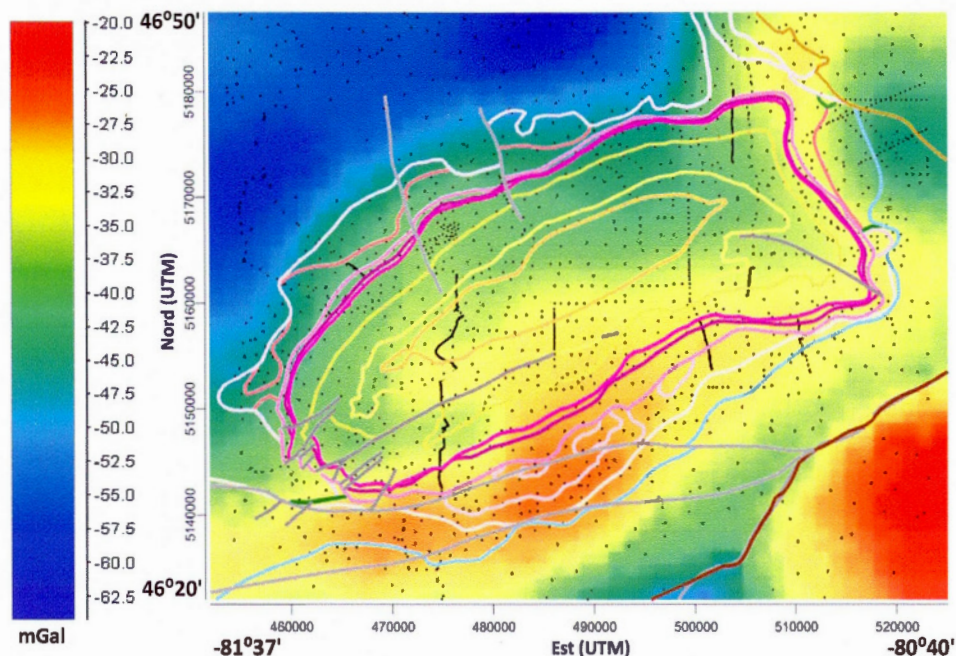


Figure 3.1 : Anomalie de Bouguer de la Structure de Sudbury. Les points de mesures sont représentés par des points noirs (coordonnées UTM).

Les anomalies positives dans les coins supérieur NE et inférieur SW sont reliées à la ceinture de roche verte de Benny et les roches de la Province du Grenville respectivement. (McGrath et Broome, 1994)

3.1.2 Grille de gravité régionale.

Pour le modèle régional, nous avons utilisé la grille de gravité de Bouguer du Decade of North American Geology (DNAG) d'un pas de six kilomètres (6 km) (<https://data.noaa.gov/dataset/dnag-gravity-data>); les données du site des données géoscientifiques du ministère des ressources naturelles du Canada (<http://gdr.agg.nrcan.gc.ca/gdrdap/dap/search-fra.php>) ne couvrant pas l'ensemble de notre région d'étude qui s'étend entre 74°W – 89°W et 40°N – 50°N et couvre une partie des É-U (Figure 3.2).

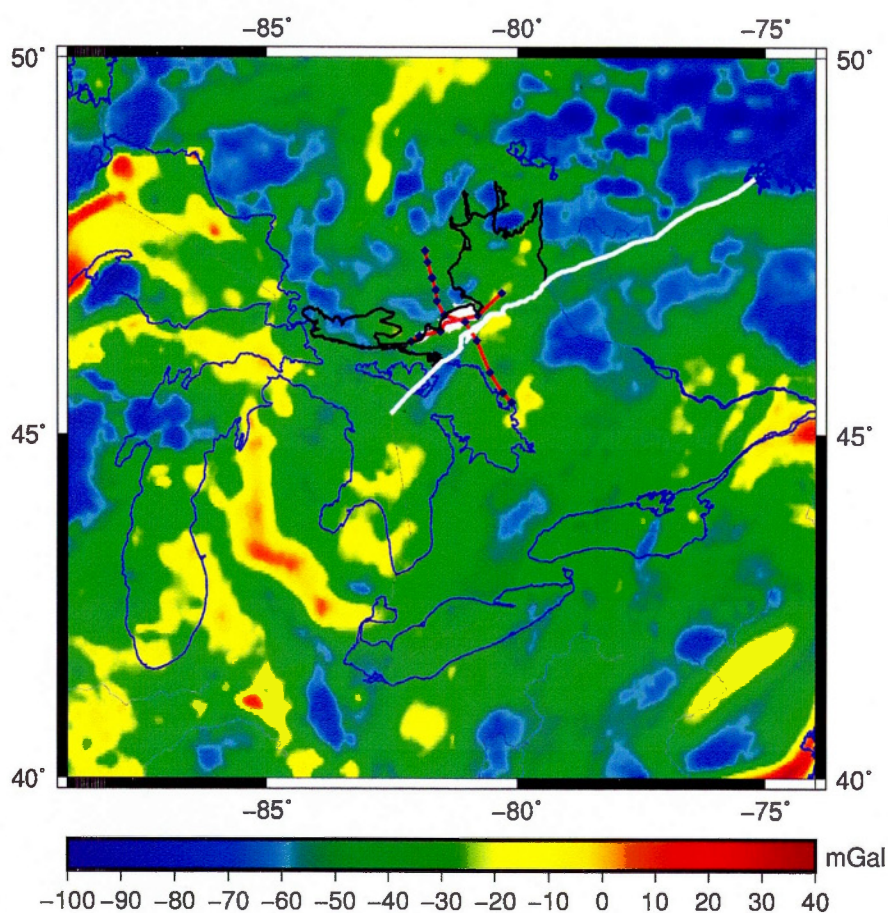


Figure 3.2 : Anomalie de Bouguer régionale. Ligne blanche : FG, ligne noire : limite du Huronien, lignes rouges : lignes sismiques réfraction, points de tir en noir. La SS en blanc.

3.2 Valeurs des densités

Pour le modèle local, nous avons combiné les valeurs de densité provenant des études de McGrath et Broome (1994), celles de Olaniyan et al (2014) ainsi que les valeurs de la base de données du site de données géoscientifiques du ministère des ressources naturelles du Canada (<http://gdr.agg.nrcan.gc.ca/gdrdap/dap/search-fra.php>).

Nous avons trié 1550 valeurs de la base de données du site de données géoscientifiques pour en extraire les densités des différents types de roches des formations de Whitewater, du CIS et des groupes du Huronien. Une densité moyenne a été calculée pour chaque formation et l'ensemble des données a été compilé dans un tableau (Appendice B). Les densités attribuées aux différentes unités géologiques ont un écart-type de $50 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$.

En ce qui concerne le modèle régional, nous avons utilisé les valeurs de densités ainsi que les écarts-types de l'article de Huang et al (2014).

3.3 Données sismiques

Les sections sismiques ont été obtenues et interprétées par le programme Lithoprobe, qui a effectué des levés sismiques réfraction et réflexion dans la région du Sudbury lors du transect Abitibi-Grenville (Boerner et al, 2000).

Les lignes sismiques du programme qui ont servi aux différentes interprétations sont :

- Les lignes sismiques réflexion 40, 41 (Fig. 1.2)
- Les lignes sismiques réfraction AB et XY (Fig. 1.1)

Nous avons construit le modèle local à partir de la section sismique réflexion migrée (Figure 3.3) et interprétée de Wu et al (1995) (Figure 3.4) ainsi que celle provenant de l'étude de Olaniyan et al (2014) (Figure 3.5).

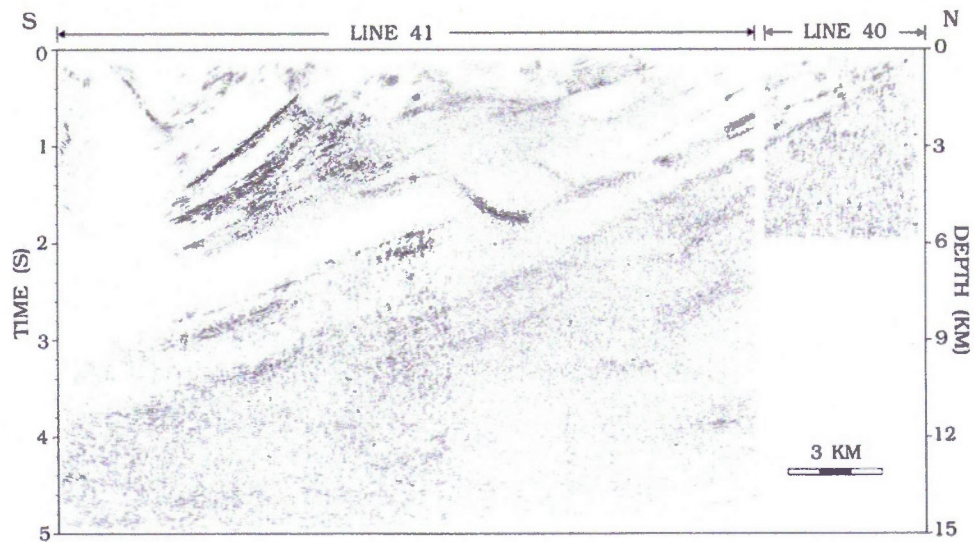


Figure 3.3 : Section sismique migrée (Wu et al, 1995).

Le profil gravimétrique est plus long que le profil sismique qui ne dépasse pas les limites de la Structure. L'interprétation sismique ne comprend donc pas le supergroupe Huronien au sud ni la Province du Supérieur au nord de la SS. Sous la Structure, les différences entre les deux sections interprétées se voient dans la partie au-dessous du Onaping au sud de la SS. Contrairement à Olaniyan et al (2014) (Figure 3.5), Wu et al (1995) (Figure 3.4) ne font pas poursuivre les unités de granophyre, quartz gabbro et norite et n'introduisent pas le pan de gneiss du Levack plus dense.

Les unités du supergroupe Huronien ne sont non plus pas représentées dans la coupe de Wu et al (1995).

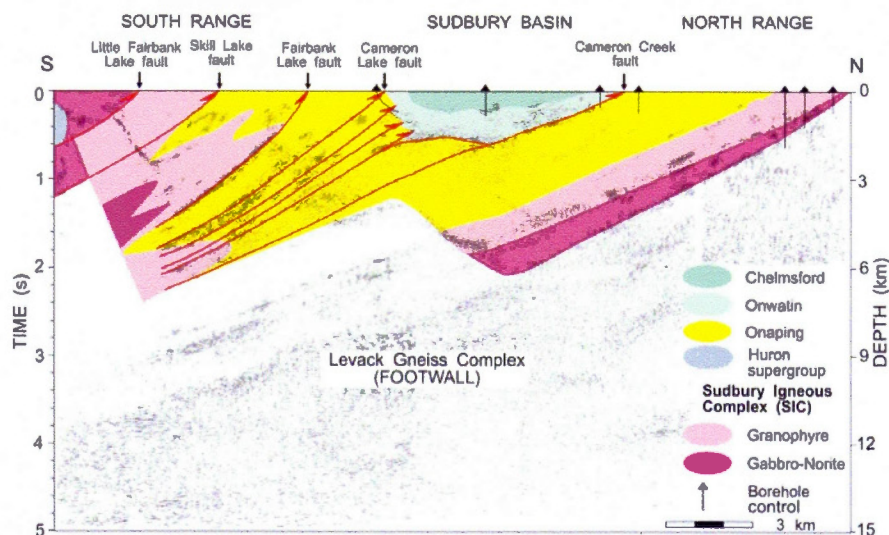


Figure 3.4 : Section sismique migrée interprétée (Wu et al, 1995) adaptée par Adam et al (2000).

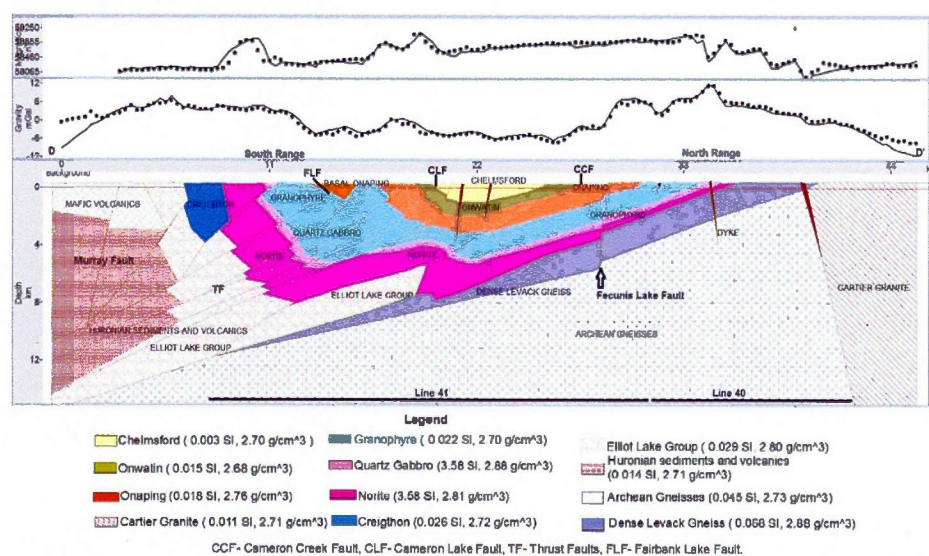


Figure 3.5 : Réinterprétation de la section sismique de Wu et al (1995) par Olaniyan et al (2014). Courbes supérieures : anomalies magnétiques (mesurées : pointillés noirs, calculées : traits noirs). Courbes inférieures : anomalies gravimétriques (Idem).

Pour ce qui est du modèle régional, nous avons extrait les données sismiques de l'USGS (<http://earthquake.usgs.gov/data/crust/nam.php>) et de Lithoprobe (Perry et al, 2002 et communication personnelle) pour créer les grilles de profondeurs du Moho et de la croûte inférieure qui ont servi à construire le modèle régional.

La base de données de l'USGS comprend un total de 5 245 locations de coordonnées géographiques avec pour chacune les valeurs de vitesses V_p correspondant à diverses profondeurs. Nous avons sélectionné les données qui correspondent à notre région d'étude et les valeurs isolées ou qui ne reflètent pas les profondeurs de la région ont été éliminées. La même procédure a été appliquée aux 232 valeurs de Lithoprobe. Ce qui a finalement donné un nombre total de 161 valeurs.

CHAPITRE IV

MÉTHODOLOGIE

Nous avons créé un modèle géologique en trois dimensions (3D) de la structure de Sudbury. Ce choix est motivé par le fait que jusqu'à présent, aucun modèle 3D n'a encore été réalisé. Nous avons utilisé le logiciel GeoModeller qui peut calculer par interpolation un modèle géologique à partir des interfaces et orientations des différentes unités géologiques. Pour les détails du fonctionnement du logiciel, nous prions le lecteur de se référer au site de GeoModeller d'Intrepid-geophysics (<http://www.intrepid-geophysics.com/ig/index.php?page=geomodeller>).

Dans ce chapitre, nous présentons la démarche suivie dans l'élaboration du modèle local et régional ainsi que les raisons qui ont motivé notre choix des sections et des paramètres finaux.

4.1 Modèle local

Nous avons construit le modèle à partir de la carte géologique d'Ames et al (2005) et avons attribué à chaque unité géologique les valeurs de densités introduites au chapitre III et détaillées à l'appendice B. La grille de gravité de Bouguer contient les données que le modèle doit satisfaire et pour contraindre le modèle initial, nous avons pris les coupes interprétées de Wu al (1995) et d'Olanian et al (2014).

En premier lieu et pour pouvoir construire le cadre 3D du modèle, le Modèle Numérique de Terrain (MNT) et la carte géologique géoréférencée ont été chargés dans le logiciel GeoModeller pour garantir l'exactitude de l'emplacement des limites des unités géologiques. Celles-ci ont alors été reproduites ainsi que les principales failles. Les orientations provenant de la carte géologique pour le groupe de Whitewater et de Dreuse et al (2010) pour le CIS ont ensuite été ajoutées. Ces unités suivent l'ordre stratigraphique présenté dans la légende de la carte géologique. (Figure 1.2)

Afin de mieux contraindre l'interpolation du logiciel GeoModeller, des données brutes de trois forages NW33, NRD18 et IN60064 situés au nord du CIS et d'une profondeur de 2 217 m, 1 867,5 m et 590,5 m respectivement ainsi qu'une grille de 390 données ponctuelles ont été élaborées et intégrées au modèle 3D. Ces données qui définissent diverses profondeurs des unités géologiques du CIS proviennent du site de données géoscientifiques du ministère des ressources naturelles (<http://gdr.agg.nrcan.gc.ca/gdrdap/dap/search-fra.php>).

Nous avons d'abord essayé de modéliser en prenant la section interprétée d'Olanian et al (2014) comme point de départ pour tracer en profondeur la géométrie du groupe de Whitewater, du CIS, du batholite Cartier, du gneiss du Levack, des plutons de Creighton et Murray, ainsi que des sédiments du Huronien.

Les différentes unités géologiques ainsi délimitées ont été étendues à toute la SS et les densités de Olanian et al (2014) leur ont été attribuées. Les premières modélisations directes 2D et 3D ont tout de suite montré qu'il n'y avait aucune correspondance entre la gravité observée et la réponse de la structure telle que modélisée. (Figure 4.1)

Pour examiner toutes les possibilités, nous avons fait varier les densités en testant les différentes valeurs de notre compilation de densités et les profondeurs des différentes

unités géologiques ont été modifiées selon les résultats de Wu et al (1995), Adam et al (2000) ainsi que ceux de Dreuse et al 2010.

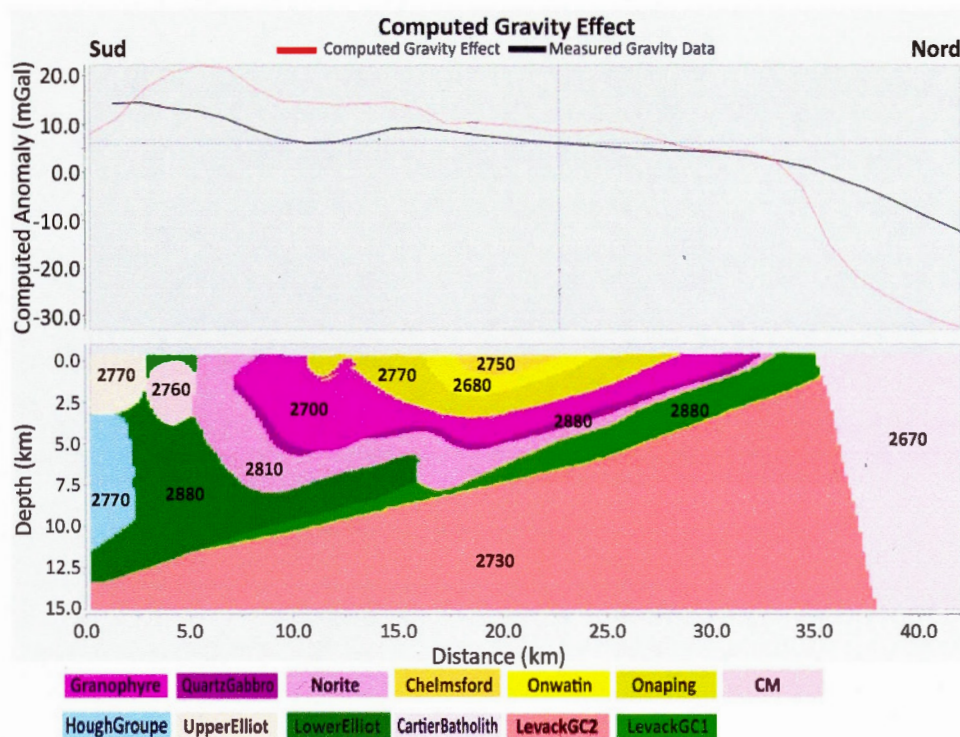


Figure 4.1 : Section DD' de Olaniyan et al (2014) reproduite et sa réponse gravimétrique. Courbe rouge : gravité calculée, Courbe noire : gravité observée. Les chiffres inscrits dans les unités géologiques représentent les densités en $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$.

Après plusieurs tentatives sans succès, la section d'Olaniyan et al (2014) a été écartée. Nous convenons que Olaniyan et al (2014) font correspondre la gravité observée et calculée dans leur interprétation, ce qui nous a été impossible de reproduire. Plusieurs raisons peuvent expliquer ce fait. Premièrement, leur interprétation est basée sur une modélisation directe conjointe de la gravimétrie et du magnétisme, ce qui n'est pas notre cas. Deuxièmement, dans leur section le pluton Creighton affleure au sud de la SS or selon la carte géologique tel n'est pas le cas. De

plus, ils utilisent l'anomalie à l'air libre alors que nous utilisons l'anomalie de Bouguer.

Nous avons refait un essai à partir de la section interprétée de Wu et al (1995) dans laquelle l'unité d'Onaping plonge vers le sud sous les unités de granophyre et quartzgabbro, mais n'avons pas réussi à obtenir un modèle satisfaisant.

Nous avons finalement choisi de reprendre la section migrée d'origine de Wu et al (1995) pour laquelle nous avons fait notre propre interprétation.

Pour ajuster le modèle, plusieurs sections supplémentaires qui recoupent à intervalle régulier la Structure du sud vers le nord parallèlement à la section de Wu et al (1995) ont été créées ainsi qu'une section est-ouest.

Nous nous sommes servi des articles de Boerner et al (2000) et Milkereit et al (1994) pour vérifier les limites des profondeurs des différentes unités du CIS et du bassin de Whitewater.

La modélisation directe 2D des différentes sections a servi à ajuster la réponse gravimétrique à la courbe observée. Quand tous les profils de ces sections ont été conformes, le modèle direct 3D a été calculé par GeoModeller.

4.2 Modèle régional

Un premier modèle régional en deux dimensions a été réalisé dans les limites des sections sismique réfraction AB ainsi qu'un second modèle en trois dimensions couvrant une région de coordonnées 74°W – 89°W et 40°N – 50°N. Ce dernier, couvre en partie la Province du Supérieur, du Sud et du Grenville ainsi que la Zone Structurale de Kapuskasing.

Le but principal de cette partie est de déterminer la profondeur du Moho dans cette région et de comparer le modèle crustal de Huang et al (2014) avec la gravité régionale.

4.2.1 Modèle en deux dimensions

La section de départ du modèle régional est la section sismique réfraction AB interprétée par Winardhi et Mereu (1997) et représentée par un modèle de vitesse des ondes de compression (V_p). (Figure 4.2)

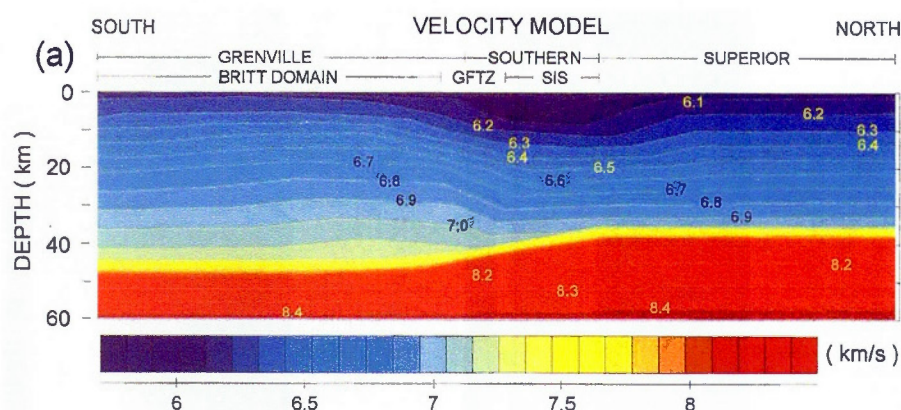


Figure 4.2 : Modèle d'anomalie de vitesses de la ligne sismique AB (Winardhi et Mereu, 1997).

Dans une première approche, nous avons utilisé le logiciel Matlab (<http://www.mathworks.com/products/matlab/index-b.html>) pour comparer la gravité calculée avec celle observée le long de la section sismique réfraction AB.

Le profil de la gravité observée a été extrait par le logiciel GMT (<http://gmt.soest.hawaii.edu>) suivant les coordonnées des points de tir de la sismique réfraction de la ligne AB (Irvin et al, 1993).

Pour produire le profil de la gravité calculée, les données des vitesses des ondes de compression V_p (Figure 4.2) ont été digitalisées sur toute la longueur du profil qui a

été rallongé de 50 km de part et d'autre pour éliminer l'effet de bord, ensuite converties en densité à l'aide de la formule de Christensen et Mooney 1995 qui relie la vitesse V_p et la densité ρ (eq. 4.1).

$$\rho = 0,541 + 0,3601V_p \quad (4.1)$$

avec ρ en g.cm^{-3} et V_p en km.s^{-1} .

Les données ainsi obtenues n'étant pas régulièrement espacées, elles ont été interpolées le long du profil et la profondeur avec un pas de 1 km et 0,5 km respectivement pour créer des lignes régulières de valeurs de densités. Pour chaque ligne, la moyenne de densité a été calculée et soustraite aux valeurs de densité pour obtenir une grille de contraste de densités $\Delta\rho$. Finalement, le calcul de la réponse gravimétrique de cette distribution de densité a été fait avec un programme Matlab. (Appendice C) selon l'équation 4.2.

$$\Delta g(x_p) = 2G\Delta\rho \frac{z \Delta x \Delta y}{(x_p - x)^2 + z^2} \quad (4.2)$$

Δg en mgal; ρ en kg.m^{-3} ; G Constante gravitationnelle = $6.673 \cdot 10^{-11} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-2}$; z profondeur de la source en km selon l'axe des z ; x distance de la source à l'origine en km; x_p distance au point de mesure en km; Δx et Δy pas en km.

Cette première tentative d'accorder le modèle régional à la gravité observée le long de la section AB de Winardhi et Mereu (1997) n'a pas donné de bon résultats (Figure 4.3). Les raisons peuvent être dues soit à une mauvaise conversion de V_p vers ρ ou un manque de résolution du modèle de réfraction.

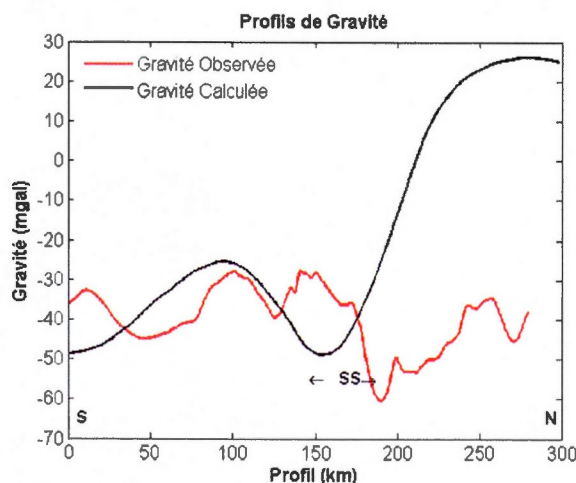


Figure 4.3 : Profils de gravité. SS : Structure de Sudbury; S : Sud; N : Nord.

La seconde approche a consisté à utiliser le logiciel Talwani 2.2 (<http://research.utep.edu/Default.aspx?tabid=45290>) pour réaliser une section correspondant à la ligne de sismique réflexion AB en y intégrant les différentes unités géologiques de la région.

Le logiciel Talwani est un programme de modélisation directe en 2D de la gravité qui utilise la méthode de Talwani et al (1959) et Cady (1980) pour calculer la gravité produite par des polygones représentant des unités géologiques auxquelles sont attribuées des densités.

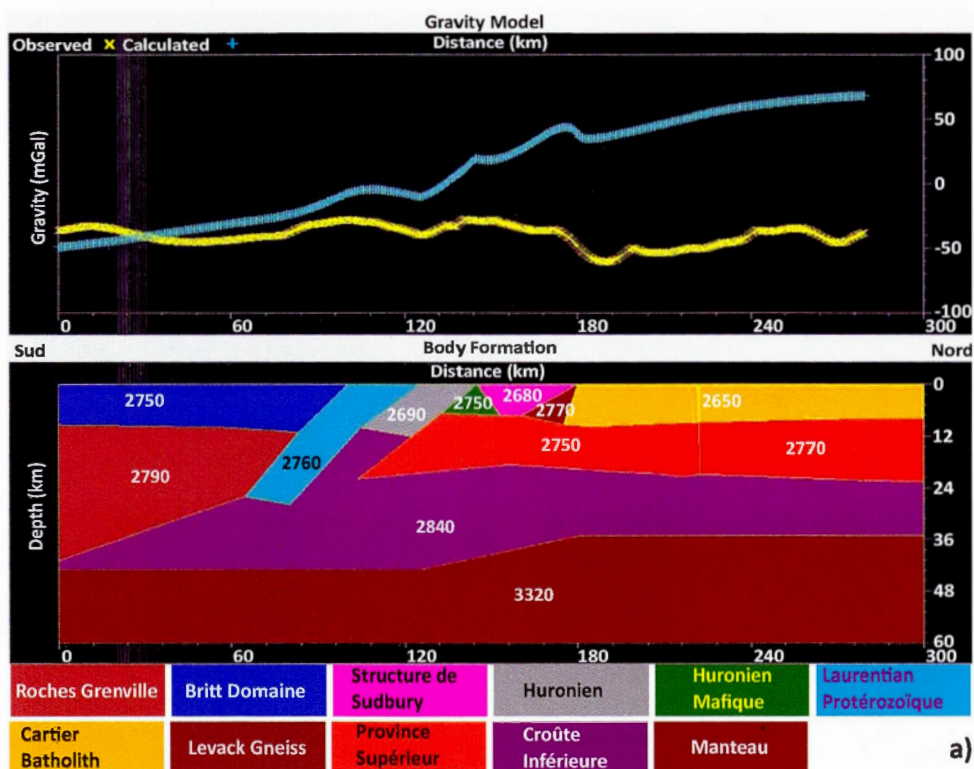
La section interprétée de Long et Salisbury (1996) a servi de base pour construire les polygones représentant les unités géologiques. Ce modèle a été affiné en lui intégrant des unités issues des sections interprétées de White et al (2000) et Ludden et Hynes (2000) (Figure 4.4). Les densités ont été calculées à partir des vitesses V_p de Long et Salisbury (1996) avec successivement les formules de relation ρ - V_p de Long et Salisbury (1996), Christensen et Mooney (1995), Brocher (2005) et Barton (1986) à l'exception du granite de Cartier et du gneiss du Levack dense dont les densités sont de 2650 kg.m^{-3} et 2770 kg.m^{-3} respectivement.

Les dimensions et les densités de ces polygones ont été modifiées de façon à faire coïncider la gravité observée avec celle calculée. L'équation de Brocher (2005) (eq. 4.3) s'est avérée la plus efficace pour l'ajustement du modèle (Figure 4.4).

$$\rho = 1,6612 Vp - 0,4721 Vp^2 + 0,0671 Vp^3 - 0,0043 Vp^4 + 0,000106 Vp^5 \quad (4.3)$$

avec ρ en g.cm^{-3} et Vp en km.s^{-1} .

Cette approche pas plus que la première n'a permis de calculer la gravité dans la partie nord du profil. En particulier, le fort amincissement crustal suggéré par la sismique réfraction est incompatible avec les anomalies de gravité. En effet, dans les deux cas, la gravité calculée dans cette partie du profil est beaucoup plus élevée que l'observée et est incompatible avec une profondeur du Moho inférieure à 40 km qui ressort de l'interprétation de Winardhi et Mereu (1997).



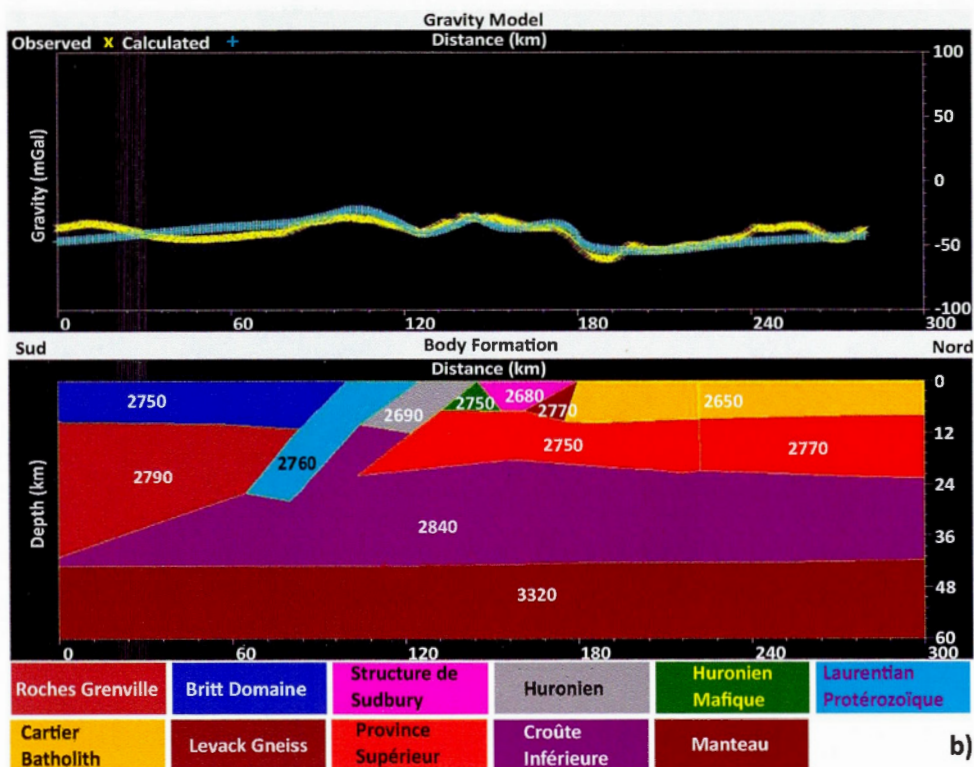


Figure 4.4 : Profils de gravité du modèle régional réalisés avec le logiciel Talwani 2.2. a) Modèle avec profondeur du Moho déduite du profil sismique réfraction AB. b) Modèle avec profondeur du Moho modifiée. Ligne bleue : gravité calculée ; Ligne jaune : Gravité observée. Les chiffres inscrits dans les unités géologiques représentent les densités en $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$.

4.2.2 Modèle en trois dimensions

Le manteau correspond à une vitesse des ondes de compression supérieure à 8-8,1 km/s. Ce sont donc ces vitesses qui ont été choisies dans la base de données de l'USGS et de Lithoprobe pour délimiter les profondeurs qui ont servi à la création de la grille des profondeurs du Moho couvrant la région de coordonnées 74°W – 89°W et 40°N – 50°N.

Pour la limite croûte moyenne/supérieure, nous nous sommes référés à l'article de Percival (1986), pour la région de Kapuskasing, dans lequel il souligne le changement de densité et de composition à une profondeur d'environ 20 km, qui marque la transition du faciès amphibolite de densité $2700 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ au faciès granulite de densité $2820 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$.

Avant de construire le modèle régional, il fallait d'abord décider de la profondeur limite pour rendre compte de la gravité régionale. Nous avons donc procédé à l'analyse spectrale de la gravité de Bouguer régionale (Figure 3.2).

Le spectre radial de puissance a d'abord été extrait par le logiciel Mirone (<http://w3.ualg.pt/~jluis/mirone/main.html>), ensuite son logarithme népérien tracé en fonction du nombre d'onde (k) (Voir Chapitre Concepts Théorique). L'information sur la profondeur moyenne des sources profondes se manifeste dans les petites longueurs d'onde du spectre. (Tadjou et al, 2009) et donne dans notre cas une profondeur moyenne du Moho d'environ 39 km. (Figure 4.5)

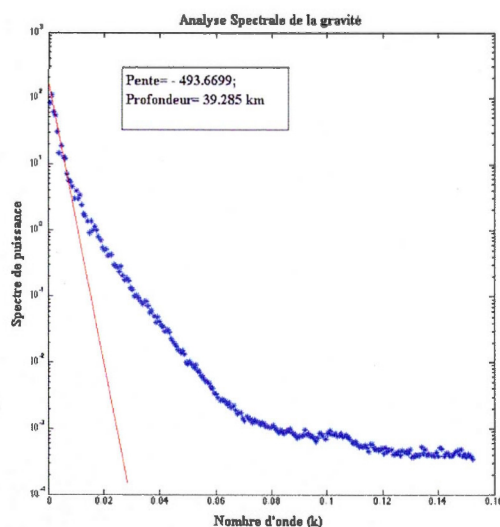


Figure 4.5 : Spectre de puissance de la gravité de Bouguer non filtrée de la région entre les coordonnées $40^{\circ}\text{N}/50^{\circ}\text{N}$ et $74^{\circ}\text{W}/89^{\circ}\text{W}$.

En tenant compte de ce résultat et du fait que dans les données de l'USGS et Lithoprobe, les profondeurs minimum et maximum du Moho sont de 31,1 km et 56,8 km respectivement (Figure 4.6), nous avons filtré la gravité régionale de Bouguer pour retenir le signal provenant des profondeurs entre 30 km et 50 km.

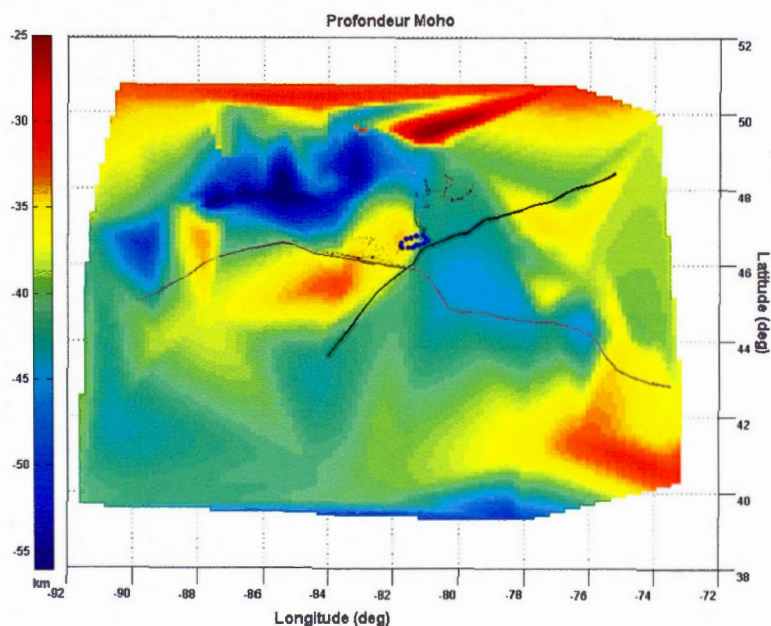


Figure 4.6 : Profondeur du Moho basée sur les données USGS et Lithoprobe. Ligne noire : FG. Ligne grise : limite des sédiments du Paléozoïque, Points noirs: limite du Huronien, Points bleus : SS.

Le but du filtre est d'isoler les anomalies qui correspondent aux profondeurs d'intérêt. Le principe de base dans l'analyse de la gravité est que $Z_c \approx \lambda/6$, avec λ la longueur d'onde limite pour une source de profondeur Z_c (Hinze et al, 2013). La gravité de Bouguer a donc été filtrée par un filtre à bande passante avec une longueur d'onde λ comprise entre 180 et 300 km pour respecter la limite des profondeurs ciblées. (Figure 4.7)

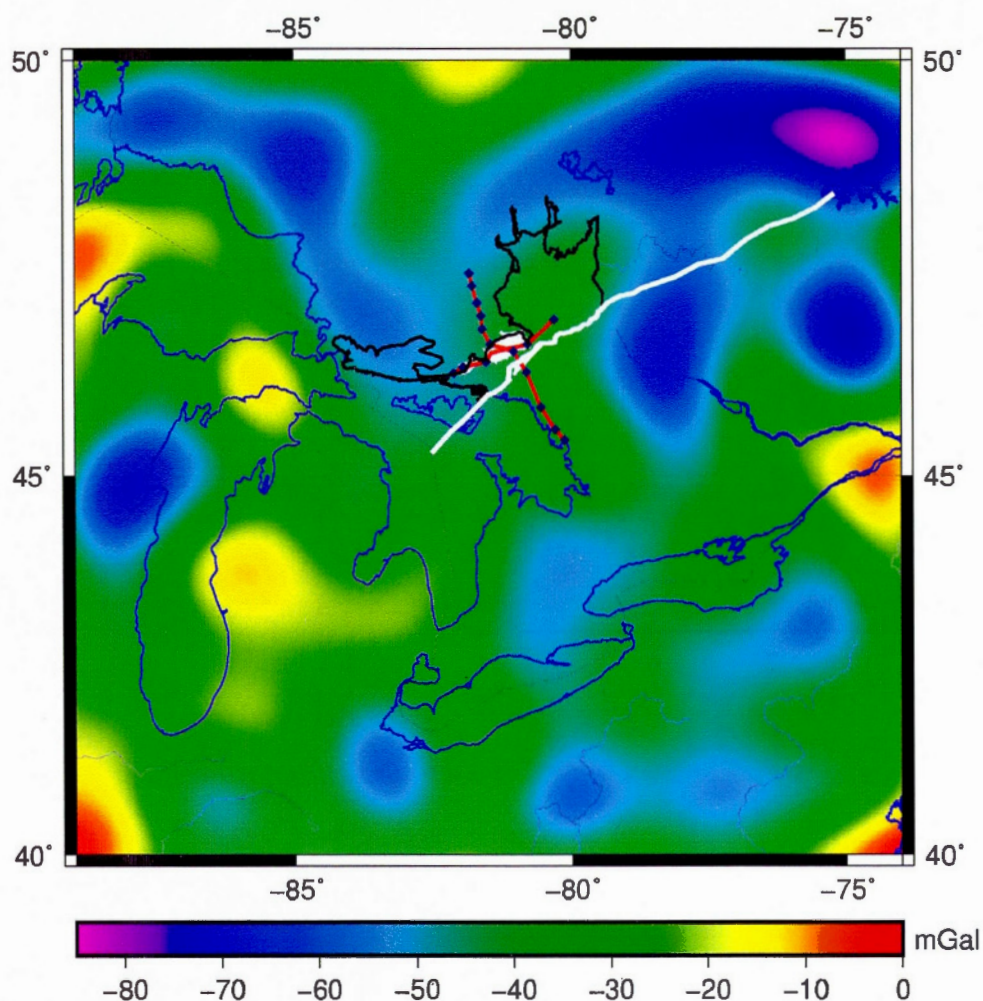


Figure 4.7 Anomalie de Bouguer régionale filtrée. Ligne blanche : FG, ligne noire : limite du Huronien, lignes rouges : lignes sismiques réfraction, points de tir en noir. La SS en blanc.

Comme pour le modèle local le Modèle Numérique de Terrain (MNT) et la carte géologique géoréférencée de Wheeler et al (1996) pour la région comprise entre 40°N/50°N et 74°W/89°W ont été chargés dans le logiciel GeoModeller.

Cela étant fait, la grille de profondeur du Moho, créée à partir des données de l'USGS et de Lithoprobe, a été chargée dans le logiciel GeoModeller.

CHAPITRE V

RÉSULTATS

Ce chapitre est consacré aux résultats obtenus par la modélisation de la structure de Sudbury et de la structure régionale. Nos modèles sont présentés et comparés avec les interprétations des différents auteurs.

Nous commençons par décrire dans la première partie le modèle local que nous avons retenu. La deuxième partie portera d'abord sur le test de la réponse gravimétrique des sections du modèle de Huang et al (2014), ensuite sur le modèle que nous avons construit à partir des données de l'USGS et Lithoprobe.

5.1 Modèle local

Le modèle géologique final correspond en surface à la carte géologique de la région par Ames et al (2005), dont les principales unités géologiques ont été parfaitement reproduites (Figure 5.2) et en profondeur à l'extension de notre interprétation de la section sismique migrée de Wu et al (1995).

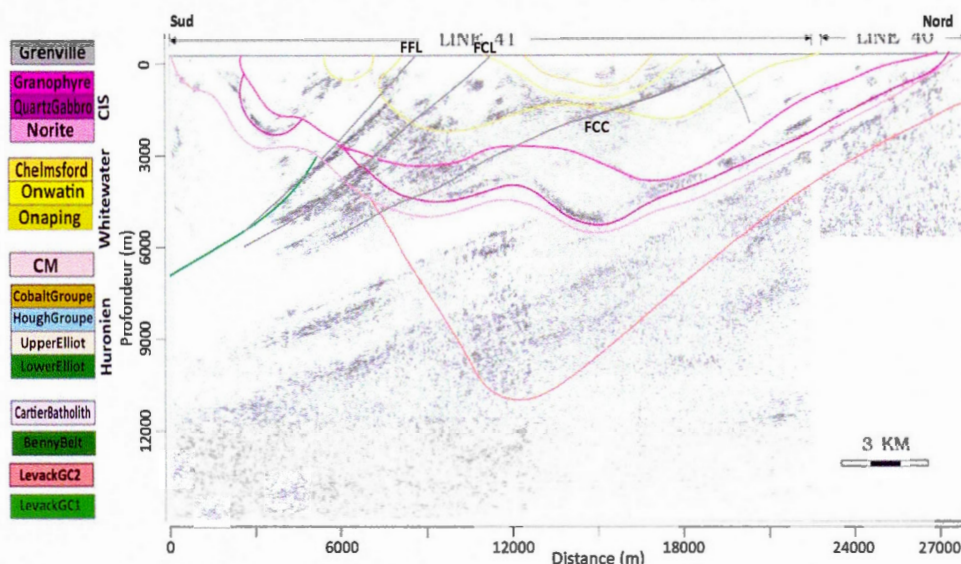


Figure 5.1 : Section sismique de Wu et al (1995) interprétée dans cette étude. Pour l'emplacement de la section voir Figure 5.2. Failles représentées en gris. FFL : Faille Fairbank Lake; FCL : Faille Cameron Lake; FCC : Faille Cameron Creek.

5.1.1 Modèle géologique

Cinq sections ont été sélectionnées pour construire le modèle : Quatre traversent la Structure de Sudbury dans la direction sud-nord parallèlement à la section de Wu et al (1995) et une la traverse d'est en ouest. Ces sections sont nommées et référées dans le texte par : Section Ouest, SNWu, Section Centre, Section Est et Section EWCenter. (Figure 5.2)

Les unités géologiques et les densités ont été variées à plusieurs reprises avant d'arriver à un résultat satisfaisant.

L'interprétation de la section sismique de Wu et al (1995) (Section SNWu) pour laquelle nous avons finalement opté est celle dont les unités géologiques du Whitewater, du Onaping et du CIS suivent les réflecteurs qui apparaissent dans la section sismique. Le gneiss du Levack dense quant à lui plonge sous la structure de

Sudbury, mais au lieu d'avoir l'apparence d'un pan en biseau qui plonge sous la structure du Nord vers le Sud tel que représenté par McGrath et Broome (1994) et Olaniyan et al (2014), il épouse la forme présumée du CIS. (Figure 5.1)

Ce choix est motivé par l'idée que la SS et les unités géologiques alentour ont été soumises aux mêmes déformations causées par les événements tectoniques dont a été témoin la région.

Dans notre interprétation le gneiss du Levack dense ne suit pas les réflexions obliques de la section sismique. Ces réflexions ne sont pas nécessairement dues à une superposition de couches de différentes compositions, mais selon Card (1994) sont attribuables à la zone de chevauchement dans la région. Nous avons donc choisi de donner au gneiss du Levack dense la même orientation de mouvement que les unités du CIS en partant du principe qu'ils ont subi les mêmes déformations depuis l'évènement de l'impact.

À l'exception des unités du Whitewater, toutes les unités du nord du CIS ainsi que le gneiss du Levack dense ont un pendage vers le Sud d'environ 30° , tandis que celui des unités du sud est de 45° - 55° vers le Nord. Le groupe Lower Elliot plonge vers le Nord sous le CIS jusqu'à hauteur du Onaping.

Les unités du CIS et du Onaping se caractérisent toutes par un même mouvement qui les déforme en plis. Conformément à la carte géologique, le quartzgabbro n'affleure pas au Sud de la Structure et a été représenté discontinu en profondeur.

La Section Ouest ne montre pas de pendage prononcé et les unités ont une forme arrondie d'un bassin avec une légère ondulation des unités du CIS au Sud (Figure 5.6).

La section du Centre affiche le même mouvement des unités vers le Sud que la section sismique en moins déformé avec des pendages moins prononcés (Figure 5.7).

La Section Est a la même forme de bassin sans déformation majeure sauf une légère dans la portion nord (Figure 5.8). Il est à noter l'amincissement des unités du CIS ainsi que leur profondeur superficielle, ce qui correspond parfaitement aux données du forage NW33 et l'interprétation de Dreuse et al (2010) (Figure 5.3).

Les profondeurs des différentes unités géologiques de la SS ont été comparées avec celles de Milkereit et al (1994) et Boerner et al (2000). Les deux interprétations donnent des épaisseurs semblables (Tableau 5.1). Nous avons 1 240 m au Nord pour le contact Onwatin/Onaping et 4,7 km de profondeur au centre du CIS contre les 1500 m et 4,5 km respectivement mentionnés dans leurs études.

Tableau 5.1 : Épaisseur des unités géologiques de la SS.

Unités	Épaisseur cette étude (m)	Épaisseur Boerner et al (2000) et/ou Milkereit et al (1994) (m)
Chelmsford	1 000	850
Onwating	580	600
Bassin Whitewater	1 500	1 500
Onaping + Granophyre	2 900	2 500
Norite au Nord	300	300
Norite au Sud	1 000	1 000

Un modèle 3D construit à partir de toutes ces sections est représenté dans la Figure 5.4. Ce modèle final est celui qui correspond le mieux à nos ajustements. Il est à noter que le volume du Quartzgabbro dans toutes ces sections est supérieur à celui des études antérieures.

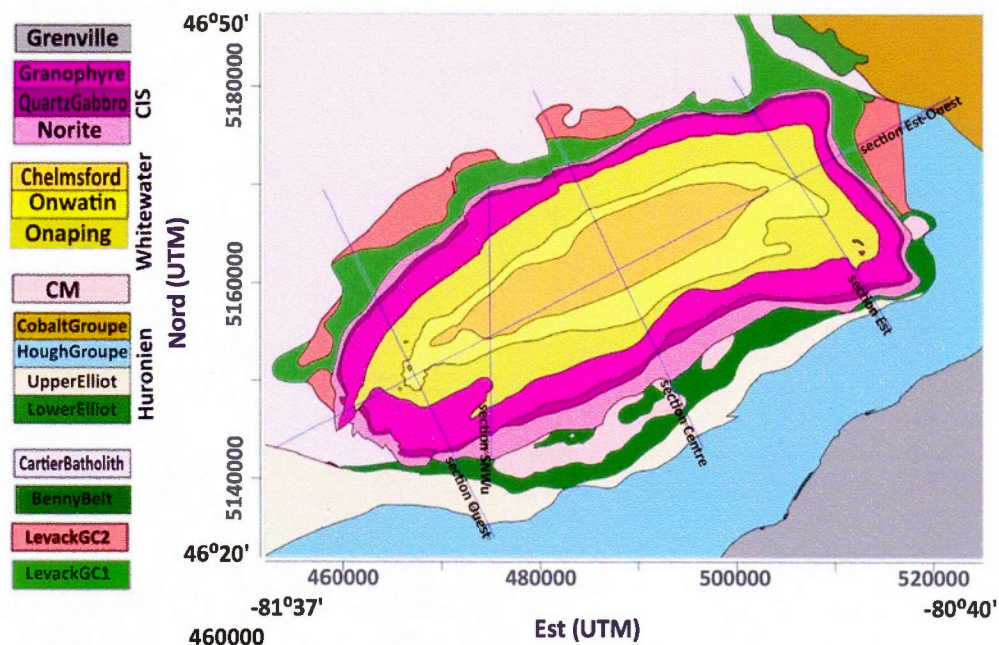


Figure 5.2 : Géologie de la structure de Sudbury. Les lignes bleues représentent les sections interprétées dans cette étude.

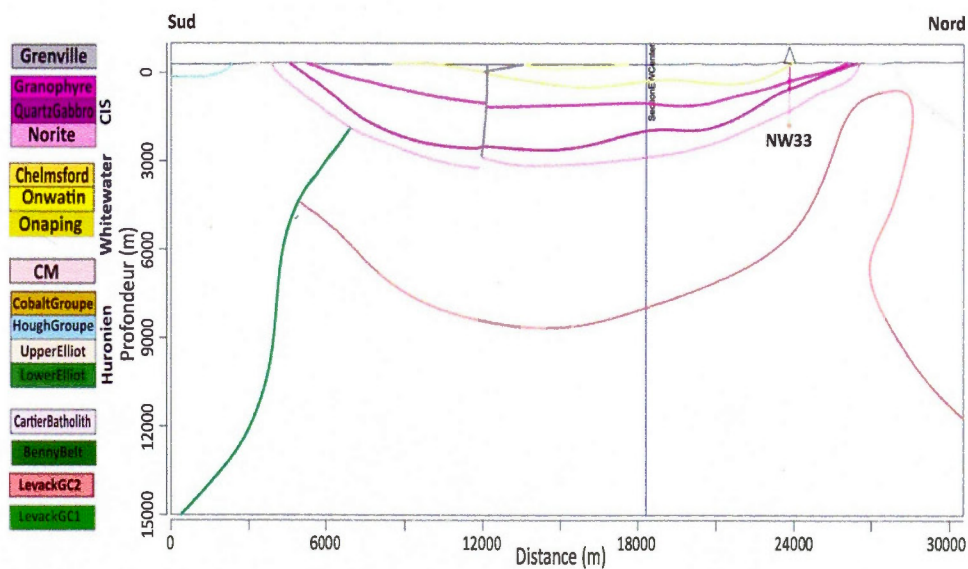


Figure 5.3 : Interprétation de la section Est, avec le puits NW33. Pour l'emplacement de la section voir Figure 5.2.

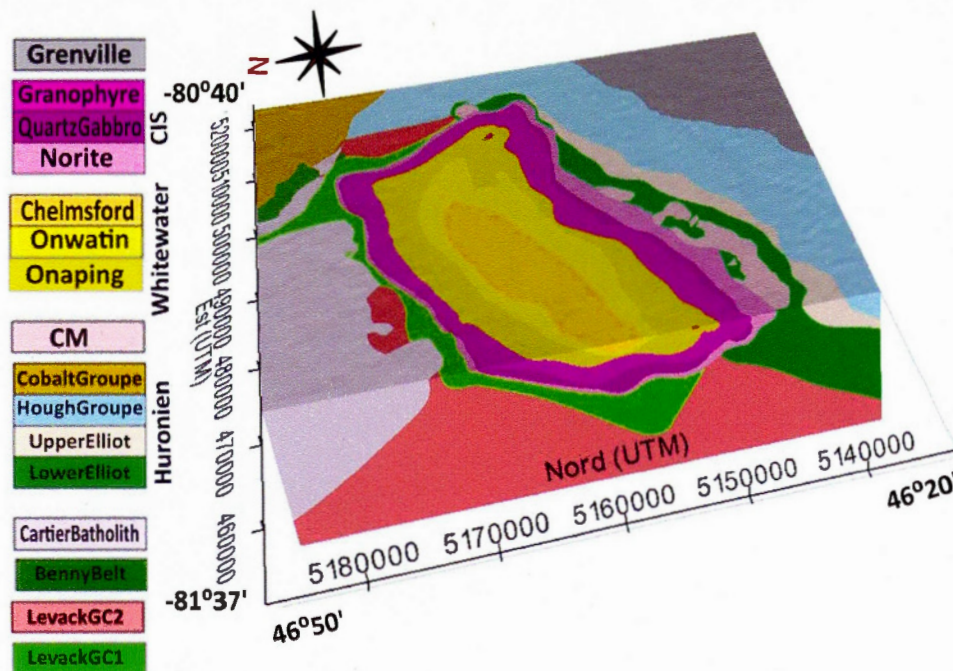


Figure 5.4 : Modèle 3D de la structure de Sudbury.

5.1.2 Réponse gravimétrique

La gravité calculée obtenue pour nos cinq sections est consistante avec la gravité observée. (Figures 5.5 à 5.9).

Les densités sont une combinaison de celles du tableau de l'appendice B (Tableau 5.2), à l'exception de celles des roches de la ceinture de Benny, la Province du Grenville et le groupe de Cobalt qui sont respectivement de $2900 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ (Gupta, 1981), de $2820 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ (Telmat et al, 1997) et de $2690 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ (Huang et al, 2014). La densité de l'unité géologique « Lower Elliot » est une moyenne des densités des formations de Copper Cliff, de Stobie et de Elsie Mountain (Voir appendice B).

La gravité calculée par la méthode directe varie de -65 mgal à $-17,5 \text{ mgal}$ (Figure 5.10) contre -64 mgal à -20 mgal pour l'observée.

Les zones au Nord du gneiss de Levack, au Sud du Supergroupe du Huronien et les roches du Grenville n'ont pas été modélisées et proviennent d'une extrapolation du logiciel à partir des données géologiques fournies pour construire nos sections. Ceci donne des valeurs de gravité extrêmes au nord et au sud de la structure. En excluant ces valeurs extrêmes, la différence entre la gravité calculée et observée (Misfit) représenté dans la Figure 5.11 se situe entre -7 mgal et 7 mgal pour la SS. Ce qui représente un résultat acceptable compte tenu de la complexité géologique de la SS.

En ce qui concerne la gravité élevée qui traverse la structure d'Est en Ouest et qui fait partie de l'anomalie qui s'étend de Elliot Lake à l'Ouest jusqu'à Englehart à l'Est (Hearst et Morris 2001), sa source n'a pas pu être précisée, malgré plusieurs essais de modélisation.

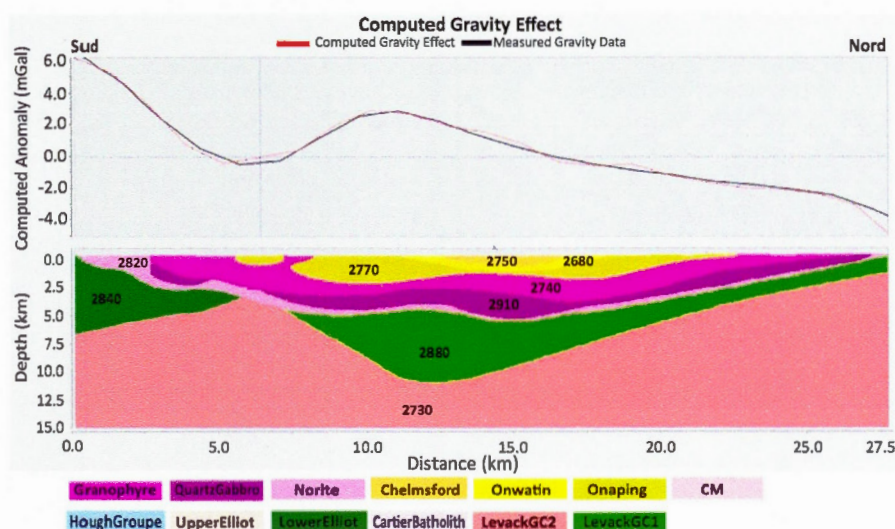


Figure 5.5 : Interprétation à partir de la section sismique de Wu et al (1995).
 Courbe rouge : gravité calculée, Courbe noire : gravité observée. Les chiffres inscrits dans les unités géologiques représentent les densités en $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$.

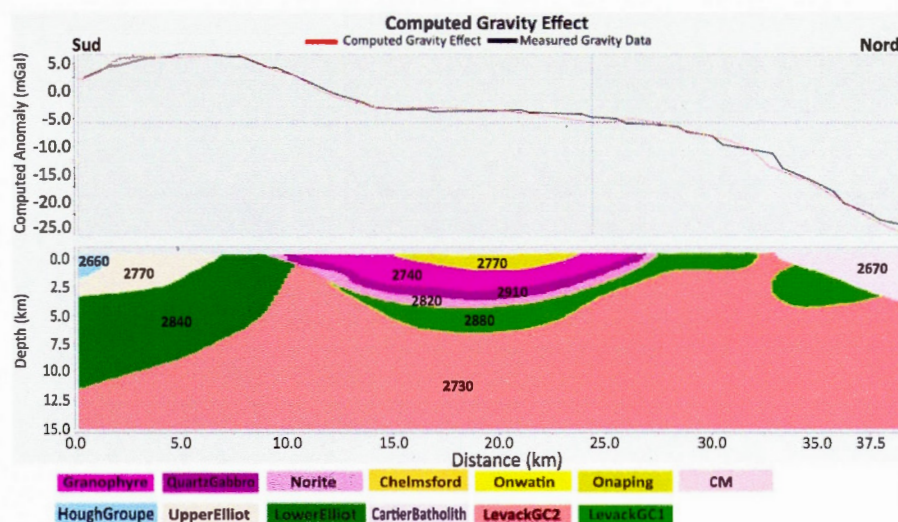


Figure 5.6 : Interprétation de la section Ouest. Courbe rouge : gravité calculée, Courbe noire : gravité observée. Les chiffres inscrits dans les unités géologiques représentent les densités en $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$.

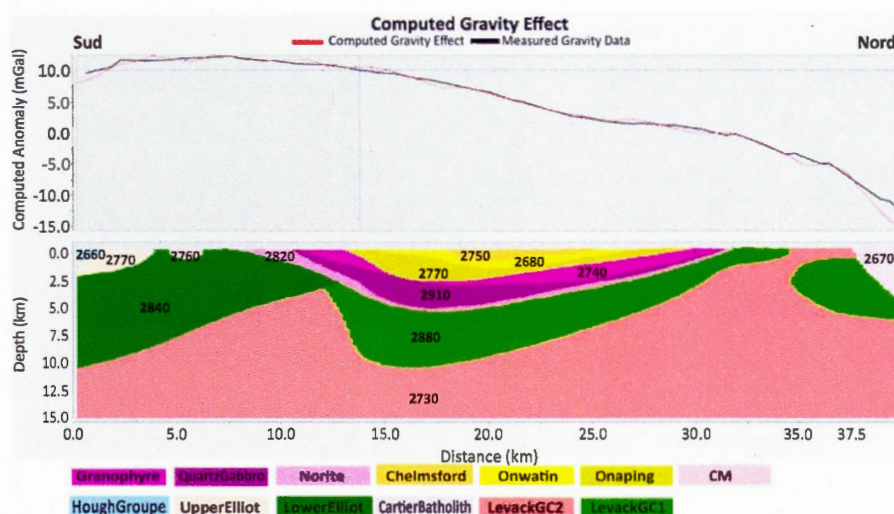


Figure 5.7 : Interprétation de la section Centre. Courbe rouge : gravité calculée, Courbe noire : gravité observée. Les chiffres inscrits dans les unités géologiques représentent les densités en $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$.

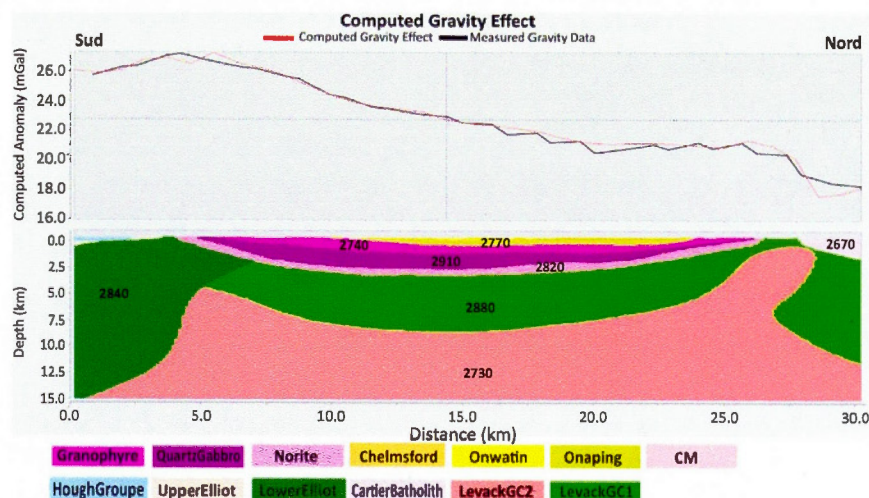


Figure 5.8 : Interprétation de la section Est. Courbe rouge : gravité calculée, Courbe noire : gravité observée. Les chiffres inscrits dans les unités géologiques représentent les densités en $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$.

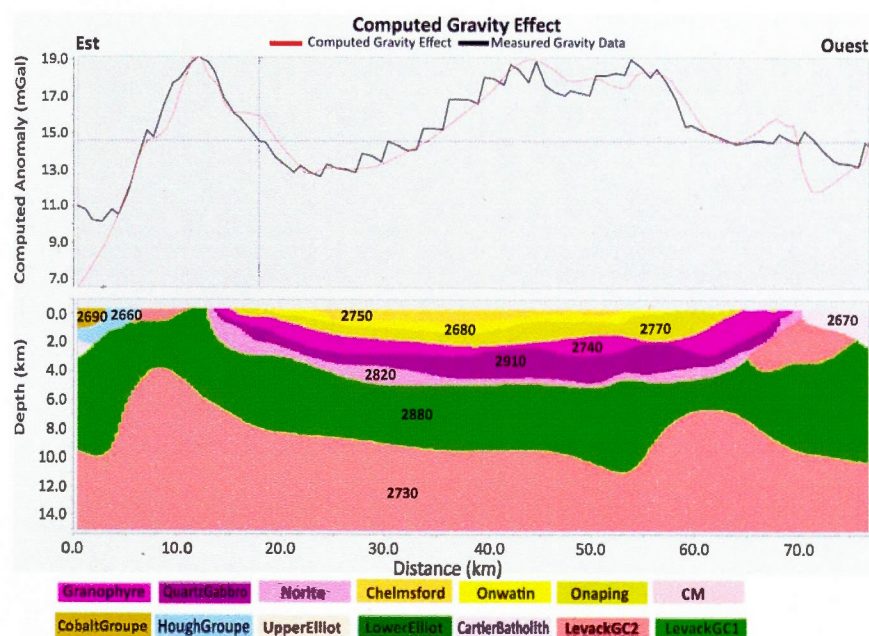


Figure 5.9 : Interprétation de la section Est-Ouest. Courbe rouge : gravité calculée, Courbe noire : gravité observée. Les chiffres inscrits dans les unités géologiques représentent les densités en $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$.

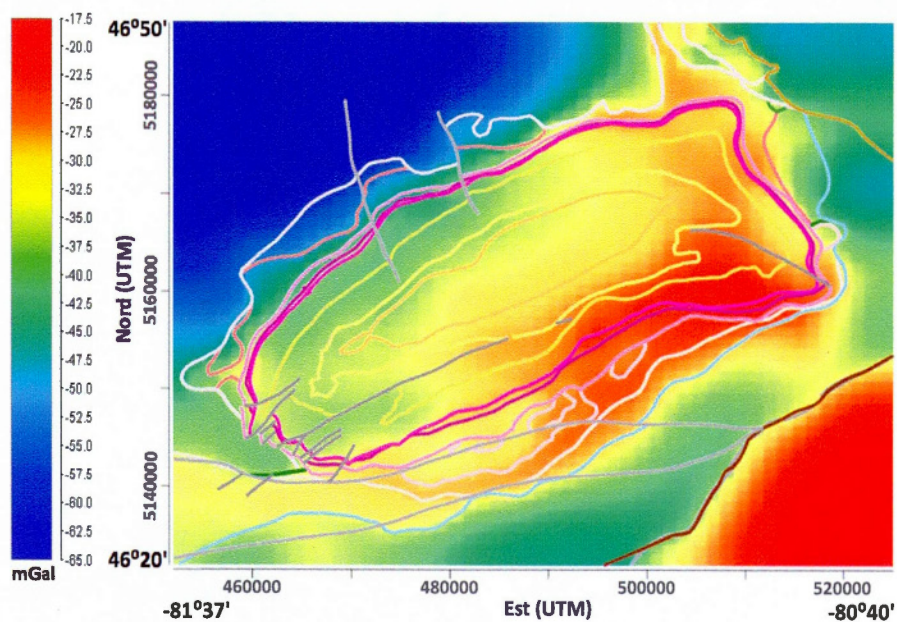


Figure 5.10 : Réponse gravimétrique du modèle direct de la structure de Sudbury.

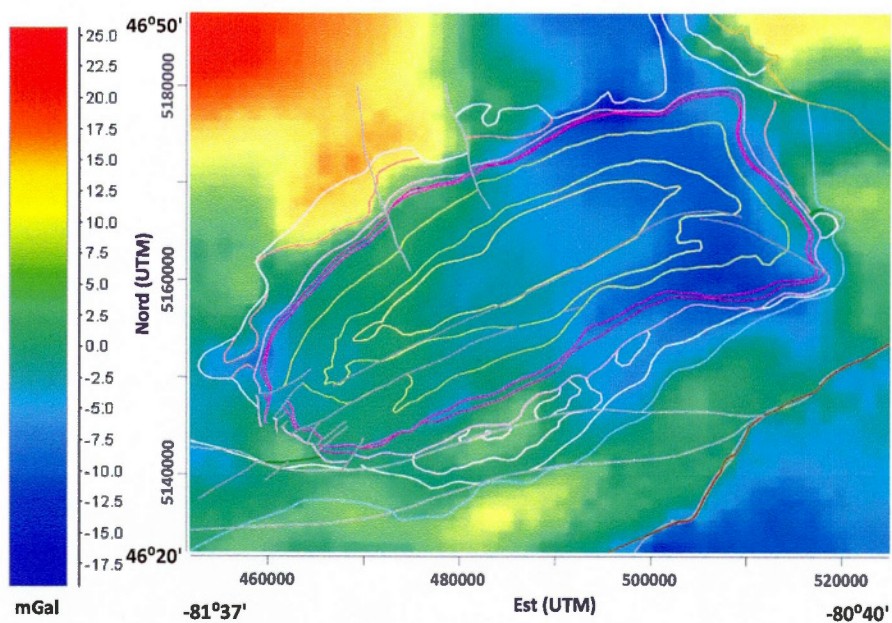


Figure 5.11 : Différence entre gravité calculée et observée du modèle local.
(Figures 5.10 et 3.1)

Tableau 5.2 : Densités utilisées pour la modélisation de la structure de Sudbury.

Formations	Densité ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$)
Grenville	2820 ± 50
Chelmsford	2750 ± 50
Onwatin	2680 ± 50
Onaping	2770 ± 50
Granophyre	2740 ± 50
Quartz gabbro	2910 ± 50
Norite	2820 ± 50
Gneiss Levack (Levack GC2)	2730 ± 50
Dense Gneiss Levack (Levack GC1)	2880 ± 50
Pluton Creighton Murray (CM)	2760 ± 50
Batholite Cartier	2670 ± 50
Benny Belt	2900 ± 50
Supergroupe Huronien :	
Cobalt Groupe	2690 ± 50
Hough Lake Groupe	2660 ± 50
Upper Elliot Groupe	2770 ± 50
Lower Elliot Groupe	2840 ± 50

5.2 Modèle régional

Dans cette partie, nous présentons le modèle régional sous deux aspects. Le premier, présente le résultat du calcul direct de la gravité effectué à partir de six (6) sections du modèle régional de Huang et al (2014) et le second, le modèle basé sur les profondeurs du Moho et calculé à partir des données de l'USGS et Lithoprobe.

5.2.1 Modèle de Huang et al (2014)

Huang et al (2014) ont construit un modèle régional qui comprend la croûte inférieure, moyenne, supérieure. Ils ont divisé la croûte supérieure en 6 grands domaines principaux (Tableau 5.3). Ils ont construit six sections fondées sur cette subdivision et les études géologiques de la région. Leur modèle n'a cependant pas été testé par la gravité.

Nous avons reproduit ces sections, les six domaines ainsi que la croûte inférieure, moyenne et le manteau et avons calculé la réponse gravimétrique en utilisant les densités de leur article (Tableau 5.3) et l'avons comparée à l'anomalie de Bouguer pour la région.

Il s'avère qu'aucune des sections ne s'accorde à la gravité observée comme l'illustrent les Figure 5.12 et Figure 5.13 correspondant à la ligne AB et à la ligne Glimpce-J.

Tableau 5.3 : Densités de Huang et al (2014).

Formations	Densité (kg·m⁻³)
Croûte Supérieure :	
Sédiments du Paléozoïque	2620 ± 190
Grenville Province	2730 ± 80
Wawa-Abitibi (Upper Crust)	2730 ± 80
Roches Métavolcanique	2840 ± 140
Granite/Granodiorite	2670 ± 20
Supergroupe du Huronien	2690 ± 40
Complexe Ignée de Sudbury	2800 ± 100
Croûte moyenne (Middle Crust)	2960 ± 30
Croûte inférieure (Deep Crust)	3080 ± 60
Manteau (Mantle)	3200 ± 100

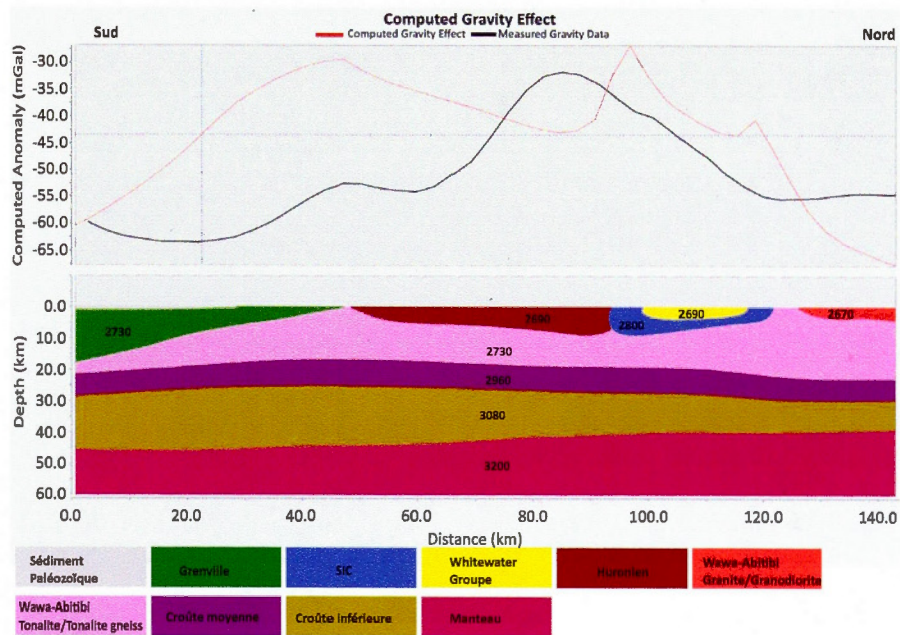


Figure 5.12 : Réponse gravimétrique de la section AA' de Huang et al (2014) correspondant à la section sismique réfraction AB. Courbe rouge : gravité calculée, Courbe noire : gravité observée. Les chiffres inscrits dans les unités géologiques représentent les densités en $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$.

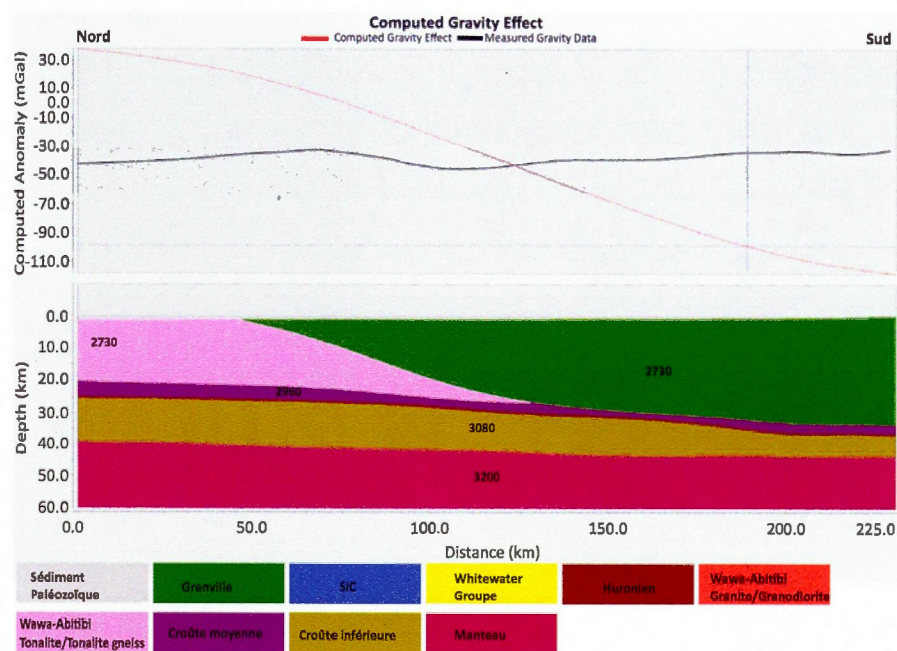


Figure 5.13 : Réponse gravimétrique de la section DD' de Huang et al (2014) correspondant à la section sismique réfraction Glimpce J. Courbe rouge : gravité calculée, Courbe noire : gravité observée. Les chiffres inscrits dans les unités géologiques représentent les densités en $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$.

5.2.2 Modèle USGS et Lithoprobe.

Les vitesses sismiques de compression de l'USGS et de Lithoprobe nous ont permis de faire un premier modèle des profondeurs du Moho et de la limite supérieure de la croûte inférieure. Des sections correspondant à peu près aux lignes sismiques du transect Abitibi-Grenville de Lithoprobe et de Glimpce (GL-J dans la Figure 1.1) ont été employées pour produire des profils 2D et modifier la profondeur du Moho.

Nous avons choisi une densité de $2820 \pm 60 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ et $3200 \pm 100 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ pour la croûte inférieure et le manteau supérieur respectivement.

Ce modèle donne des profondeurs du Moho qui varient entre 33 km et 54 km (Figure 5.14) et des anomalies de Bouguer dont les valeurs varient de -78 à -4 mgal (Figure 5.15). La différence entre la gravité calculée et observée (Misfit) se situe entre -20 mgal et 20 mgal. Ces valeurs restent acceptables pour un modèle régional (Figure 5.16)

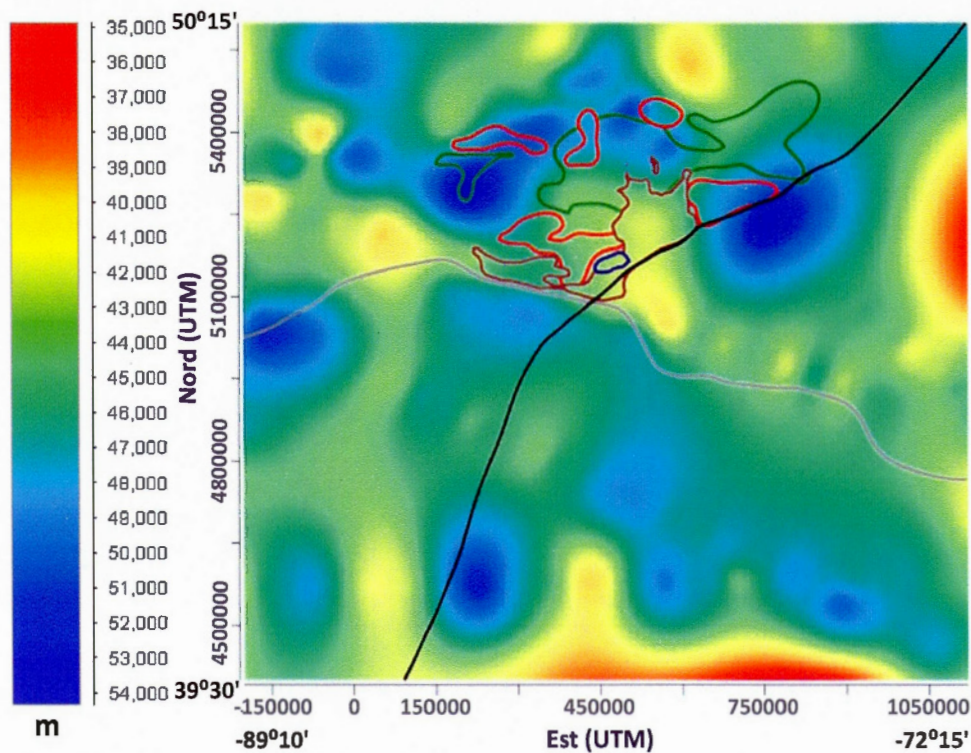


Figure 5.14 : Profondeurs du Moho obtenues à partir des données de l'USGS et Lithoprobe et modélisées dans cette étude. Ligne noire : FG. Ligne grise : limite des sédiments du Paléozoïque, Ligne marron: limite du Huronien, Ligne verte: Roches Métavolcaniques, Ligne rouge : Granite/Granodiorite, Ligne bleue : limite de la SS.

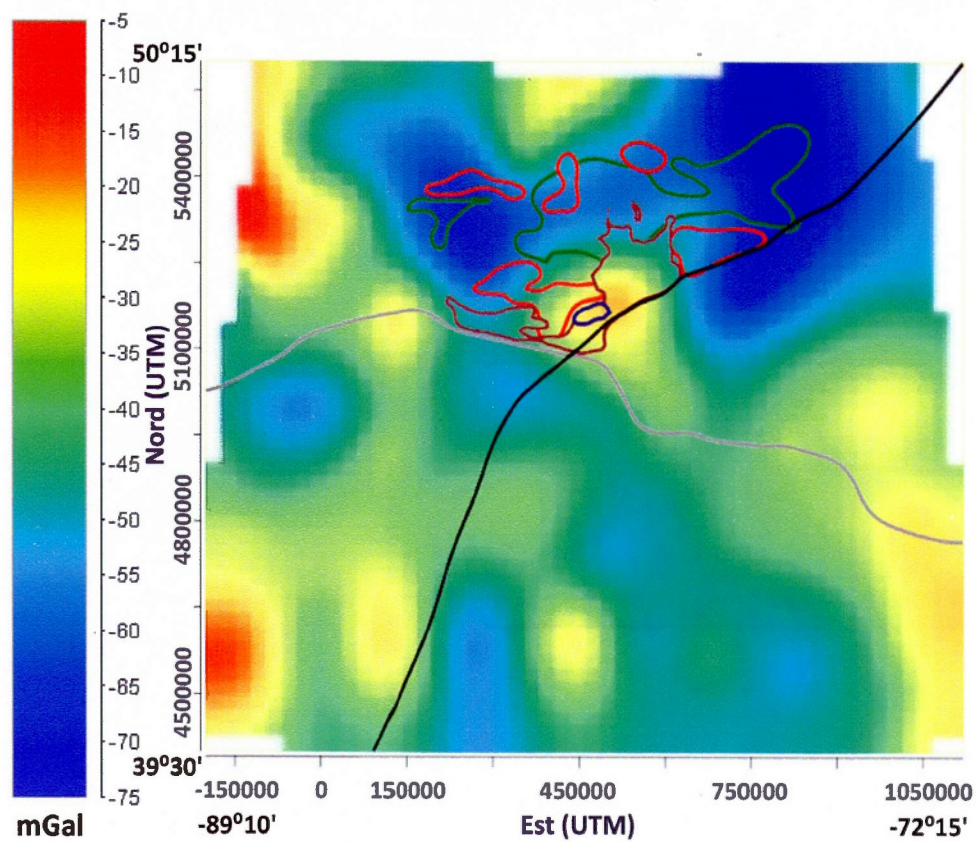


Figure 5.15 : Gravité calculée dans cette étude pour le modèle régional. Les lignes ont la même signification que la Figure 5.14.

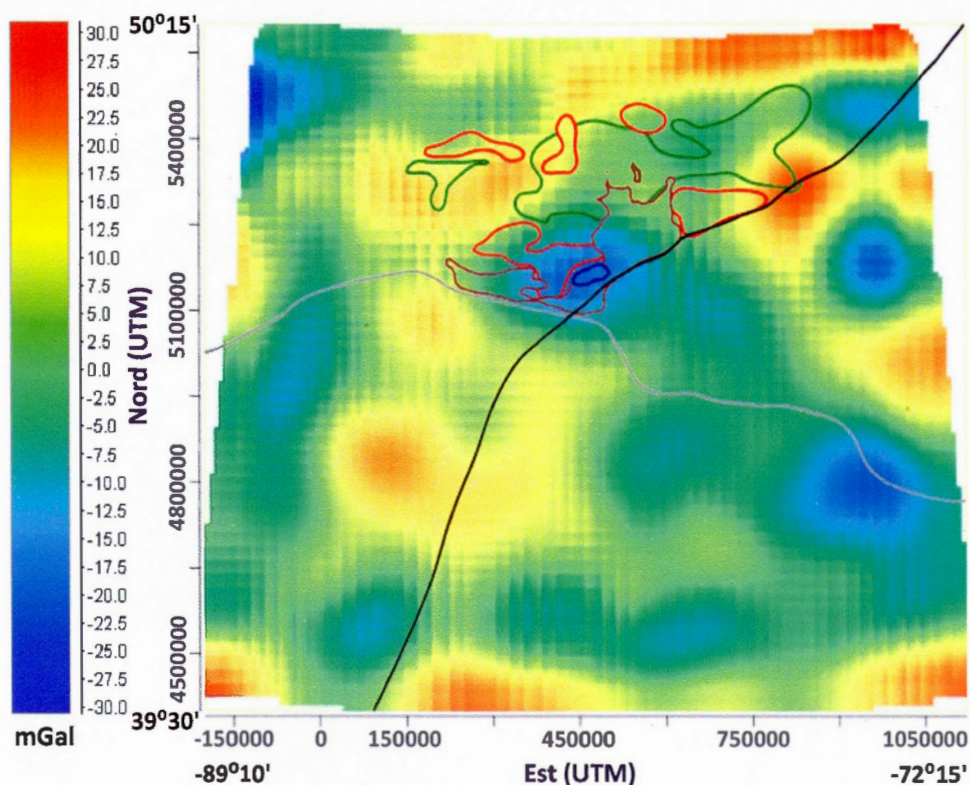


Figure 5.16 : Différence entre gravité calculée et observée du modèle régional.
Les lignes ont la même signification que la Figure 5.14.

En réalité, même si ces valeurs restent dans les normes, la distribution de ces profondeurs ne correspond pas tout à fait aux études précédentes, spécialement pour les profondeurs inférieures à 40 km. (Figure 5.14). En outre, la section qui correspond à la section sismique réfraction AB ne s'aligne pas avec la section de Winardhi et Mereu (1997) (Figure 4.2).

En ce qui regarde les vitesses sismiques, les profondeurs du Moho induites par leur biais sont sélectionnées selon des $V_p > 8-8,1$ km/s. Or, rien ne garantit la précision de ces mesures et une même profondeur ne va pas forcément donner une même vitesse, pour diverses raisons dont l'anisotropie, la densité et la vitesse.

Nous avons aussi essayé le même modèle avec des valeurs de densité du manteau différentes pour la Province du Supérieur et la Province du Grenville. En effet, Telmat et al (1997) ont utilisé une densité du manteau de $3120 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ pour la Province du Grenville et $3300 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ pour la Province du Supérieur (Telmat et al 2000), alors que nous avons choisi une valeur de $3200 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ pour l'ensemble du modèle.

Ces densités se sont avérées inadéquates. En effet, si l'on prend la section sismique réfraction AB, il est évident que la profondeur au sud est supérieure à celle du nord. Si l'on retient l'hypothèse d'une densité du manteau de la Province du Grenville inférieure à celle de la Province du Supérieure, la différence dans la courbe de gravité s'accroît. Nous obtenons ainsi des valeurs de gravité très basses au sud et très élevées au nord et le seul moyen d'ajuster la gravité serait alors d'augmenter la profondeur du Moho au nord et la diminuer au sud, ce qui est incompatible avec la sismique réfraction de la région.

Finalement et dans le but d'améliorer notre modèle, nous avons intégré à notre modèle les profondeurs de l'article de Eaton et al (2006) et avons ajouté la couche située sous le Moho dans le manteau supérieur selon les sections de Eaton et al (2006) et Rondenay et al (2000) correspondant respectivement à la section sismique réfraction AB et une portion de la section sismique réfraction GM. La profondeur de la base de cette couche varie entre 65 km au nord et 80 km au sud et nous lui avons attribué une densité de $3200 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ avec $3300 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ pour le manteau supérieur.

Cette couche supplémentaire a amélioré nos résultats pour les profondeurs inférieures à 40 km comme le montrent les Figures 5.17 et Figure 5.18. Pour la section sismique réfraction AB nous obtenons des valeurs de profondeur de la limite inférieure de la croûte d'environ 43 km, 37 km et 38 km pour respectivement la Province du Grenville, sous la SS et la Province du Supérieur. En ce qui concerne la portion de la ligne de sismique réfraction GM, nous trouvons des valeurs de 40 km au nord, 46 km

au sud et 38 km aux abords du Front du Grenville au coordonnée 47,8°N. Ces résultats sont consistants avec les deux articles.

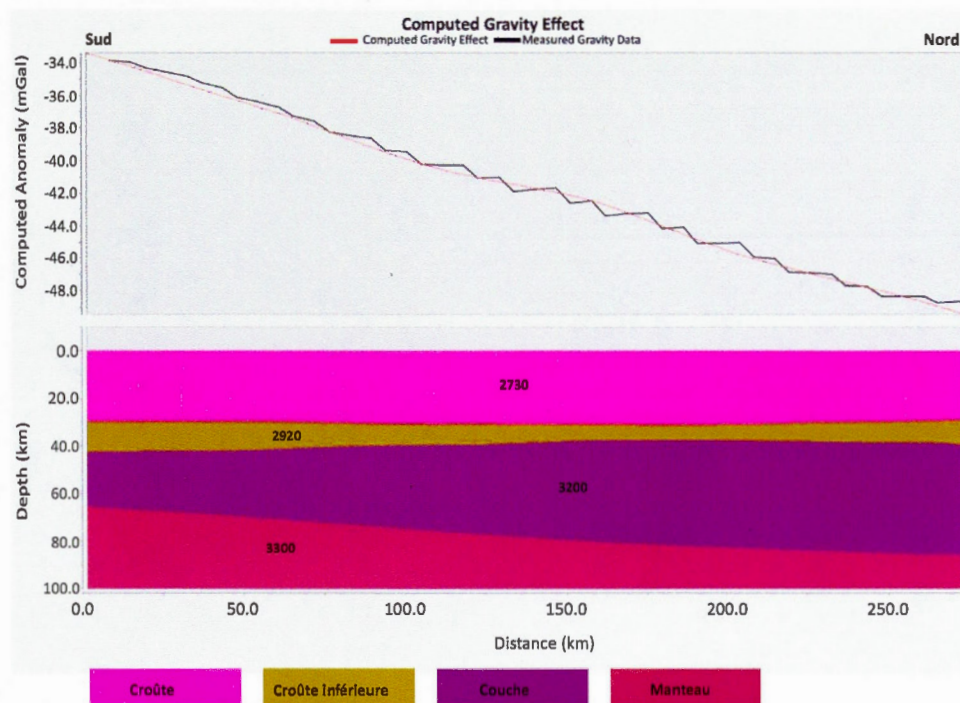


Figure 5.17 : Réponse gravimétrique de la section sismique réfraction AB avec la couche supplémentaire dans le manteau supérieur. Les chiffres inscrits dans les unités géologiques représentent les densités en $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$.

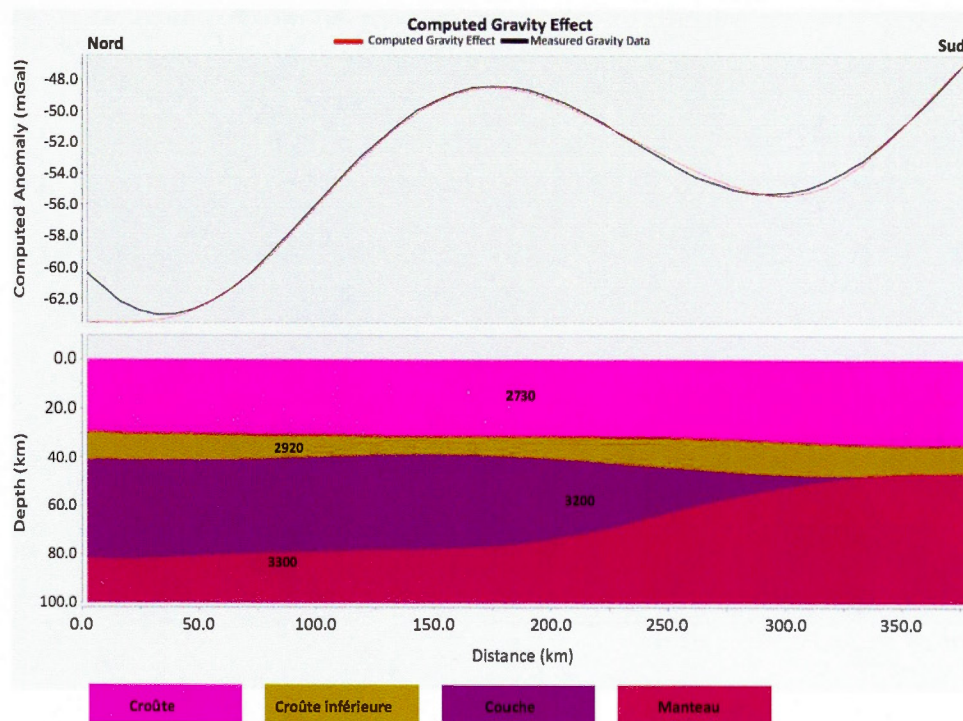


Figure 5.18 : Réponse gravimétrique de la portion de la section sismique réfraction GM avec la couche supplémentaire dans le manteau supérieur. Les chiffres inscrits dans les unités géologiques représentent les densités en $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$.

CHAPITRE VI

CONCLUSIONS

L'objectif de ce mémoire a été de réaliser un modèle géologique local en trois dimensions de la Structure de Sudbury ainsi qu'un modèle de la structure régionale de la croûte alentour qui comprend les Provinces du Supérieur, du Sud et du Grenville.

Deux lignes sismiques réflexions du projet Lithoprobe qui traversent la Structure de l'impact de Sudbury, ont été utilisées comme point de départ pour construire le modèle local.

Le modèle régional en 2D a été réalisé à partir des données de vitesses des ondes de compression (V_p) de Winardhi et Mereu (1997) et celui en 3D par celles compilées par l'USGS et Lithoprobe. Ces dernières qui définissent les différentes profondeurs de la croûte profonde et du Moho ont été disposées sur une grille 3D à partir de laquelle le modèle final a été ajusté.

Les données gravimétriques ont servi à contraindre et à affiner ces deux modèles. Pour ce faire, nous avons eu recours à la modélisation directe qui a permis de déterminer la géométrie des différentes unités géologiques de la structure de Sudbury et la profondeur du Moho dans la région.

Il ressort du modèle de la structure de Sudbury que le gneiss du Levack dense plonge sous la structure de Sudbury en épousant sa forme à la base. Quant aux unités de

l'Onaping et du CIS, elles suivent les réflexions de la section sismique et le volume du quartz-gabbro est supérieur à celui représenté jusqu'à présent par les autres études.

Il serait intéressant de voir ce que donnerait la gravité sur la structure ainsi modélisée, mais en y ajoutant les failles, les dykes, les intrusions de Nipissing Gabbro et les différentes unités du groupe Elliot, du fait qu'elles ne sont pas de même composition, ainsi qu'en représentant avec plus de précision les déplacements et le chevauchement des différentes unités.

En ce qui concerne le modèle régional en 2D, les vitesses sismiques V_p de Winardhi et Mereu (1997) et de Long et Salisbury (1996) transformées en densités par différentes formules de la relation V_p - ρ donnent une anomalie positive élevée vers le Nord de la structure, ce qui n'est pas observé.

Le modèle régional 3D final donne des profondeurs du Moho qui varient entre 34 et 54 km. Toutefois, notre modèle n'arrive pas à reproduire les profondeurs inférieures à 40 km observées dans certaines régions par la sismique.

Après plusieurs essais, il ressort aussi de notre modèle 3D qu'il est impossible de concilier la gravité avec l'interprétation de la sismique réfraction de la ligne AB. Musacchio et al (2004) ont été confronté au même problème en convertissant les vitesses sismiques en densité et ont pallié cet inconvénient en réduisant la densité de la croûte inférieure pour faire correspondre la gravité observée et calculée dans la partie de leur modèle où elles ne s'ajustent pas. L'autre alternative aurait été de faire baisser la limite du Moho comme nous avons dû le faire.

Toutefois, l'introduction de la couche proposée par Eaton et al (2006) et Rondenay et al (2000) a considérablement amélioré notre modèle.

Compte tenu de toutes ces considérations, nous estimons qu'il est difficile de faire coïncider la gravité avec les résultats de sismique réfraction. Comme le mentionne

Barton (1986) les densités obtenues par la conversions des vitesses V_p ne sont pas absolues, mais varient plutôt entre des valeurs maximum et minimum et elles imposent au chercheur de trouver les valeurs qui ajustent le mieux son modèle.

Nous pensons malgré tout, que l'interprétation de la sismique réfraction reste questionnable jusqu'à ce que de nouvelles méthodes d'investigations confirment ou infirment sa validité.

Nous avons aussi testé la réponse gravimétrique du modèle de Huang et al (2014) et sommes arrivés à la conclusion que leur modèle et les densités qu'ils ont utilisées ne sont pas supportés par les anomalies gravimétriques.

APPENDICE A

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION DE LA STRUCTURE DE SUDBURY

APPENDICE B

COMPILATION DES VALEURS DES DENSITÉS

Tableau B.1 : Compilation des valeurs de densité.

Formations	McGrath et Broome 1994	Olanivan et al 2014	Rock propriety [*]
	Densité (g/cm ³)	Densité (g/cm ³)	Densité (g/cm ³)
SUDBURY STRUCTURE			
<i>Groupe Whitewater</i>			
Chelmsford	2,75	2,75	
Onwatin	2,68	2,68	2,63
Onaping	2,77	2,77	2,73
<i>Région Nord</i>			
Granophyre	2,7	2,7	
Quartz gabbro	N/A	2,88	
Norite	2,81	2,81	
<i>Région Sud</i>			
Granophyre/enrichi	2,7	2,7	2,74
Quartz gabbro	N/A	2,88	2,91
Norite/enrichie	2,81	2,81	2,82
GNEISS LEVACK			
Gneiss Levack	2,73	2,73	
Gneiss Levack dense	(2,77; 2,88)	2,88	
CARTIER GRANITE	2,65	2,65	
SUPERGROUPE HURONNIEN			
Mississagi			2,66
Pecors			
Ramsey Lake			
McKim			2,77
Matinenda			2,74
Copper Cliff			2,66
Stobie			2,91
Elsie Mountain			2,94
Sédiments Huronien	2,7	2,7	
Huronien Mafique	2,88	2,88	
PLUTON CREIGHTON/MURRAY	2,65	2,76	2,67

* Base de données géoscientifiques du Ministère des Ressources Naturelles du Canada.

APPENDICE C

PROGRAMME DE CALCUL DE GRAVITÉ

```
G=0.00000000006673;  
Dx=1e3;  
Dy=1e3;  
xp=0:1e3:27e3;  
xc=0.5e3:1e3:26.5e3;  
zc=0.5e3:1e3:11.5e3;  
const=2*G*Dx*Dy;  
Drho=1e3*(Rho-rhoM);  
[m,n]=size(Rho);  
xz=zeros(m,n);  
for k=1:length(xp)  
    for i=1:length(zc)  
        for j=1:length(xc)  
            xz(i,j)=zc(i)/((xp(k)-xc(j))^2+zc(i)^2);
```

```
end  
  
end  
  
XZ(:, :, k) = xz;  
  
end  
  
for k = 1:length(xp)  
  
DG(:, :, k) = (const * XZ(:, :, k) * Drho) / 1e-5;  
  
end  
  
Dg = sum(DG(:, :, :));  
  
Dg = sum(Dg);  
  
grav = [];  
  
for k = 1:length(xp)  
  
grav(k) = Dg(:, :, k);  
  
end  
  
plot(xp, grav)  
  
xlabel('profil xp(km)')  
  
ylabel('\Delta g (mGal)')  
  
title('Gravité calculée')
```


RÉFÉRENCES

- Adam, E., Perron, G., Milkereit, B., Wu, J., Calvert, A.J., Salisbury, M., Verpaerst, P., et Dion, D.-J., (2000). A review of high-resolution seismic profiling across the Sudbury, Selbaie, Noranda, and Matagami mining camps. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 37, 503-516.
- Ames, D.E., Buckle, J., Davidson, A., et Card, K., (2005), Sudbury bedrock compilation: Geological Survey of Canada Open File 4570, geology, color map, and digital tables, scale 1:50 000.
- Ames, D. E., Davidson, A., et Wodicka, N. (2008). Geology of the Giant Sudbury Poly- metallic Mining Camp, Ontario, Canada. *Economic Geology*, 103, 1057-1077.
- Barton, P.J., (1986). The relationship between velocity and density in the continental crust—a useful constraint?. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 87, 195– 208.
- Birch, F. (1961b). The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, Part 2, *Journal of Geophysical Research*, 66, 2199–2224.
- Boerner, D.E., Milkereit, B., et Davidson, A. (2000). Geoscience impact: a synthesis of studies of the Sudbury structure. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 37(2–3), 477-501.
- Brocher, T. (2005). Relations between elastic wavespeeds and density in the Earth's crust. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(6), 2081-2092.

Cady, J. W. (1980). Calculation of gravity and magnetic anomalies of finite-length right polygonal prisms. *Geophysics*, 45, 1507–1512.

Card, K.D. (1994). Geology of the Levack Gneiss complex, the Northern footwall of the Sudbury Structure, Ontario. *In* Current research, part C. Geological Survey of Canada, Paper 1994-C, 269–278.

Card, K.D., et Jackson, S.L. (1995). Tectonics and Metallogeny of the Early Proterozoic Huronian foldbelt and the Sudbury structure of the Canadian Shield. Field Trip Guide Book, Geological Survey of Canada, Open File 3139. 55 pages.

Christensen, N.I. et Mooney, W.D., (1995). Seismic velocity structure and composition of the continental crust: a global view. *Journal of Geophysical Research*. 100, 9761–9788.

Cook, F.A., White, D.J., Jones, A.G., Eaton, D.W.S., Hall, J., et Clowes, R.M. (2010). How the crust meets the mantle: Lithoprobe perspectives on the Mohorovičić discontinuity and the crust-mantle transition. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 47, 315–351.

Dietz, R. S., (1964). Sudbury structure as an astrobleme. *Journal of Geology*, 72, 412–434.

Dreuse, R., Doman, D., Santimano, T., et Riller, U. (2010). Crater floor topography and impact melt sheet geometry of the Sudbury impact structure, Canada. *Terra Nova*, 22, 463–469.

Dubois, J., Diamant, M., et Cogné, J.P. (2011). *Géophysique : cours et exercices corrigés* 4^e éd., Dunod, Paris. 256 pages.

Eaton, D.W.S., Dineva, S. et Mereu, R.F. (2006). Crustal thickness and Vp/Vs variations in the Grenville orogen (Ontario, Canada) from analysis of teleseismic receiver functions. *Tectonophysics*, 420, 223-238.

Eckstrand, O.R., Sinclair, W.D. et Thorpe, R.I. (éditeur). (1995). *Géologie des types de gîtes minéraux du Canada*. Commission Géologique du Canada, Ottawa, Géologie du Canada, 8, 706 pages.

Gardner, G.H.F., Gardner, L.W., et Gregory, A.R., (1974). Formation velocity and density – the diagnostic basics for stratigraphic traps. *Geophysics*, 39, 770-780.

Gómez-Ortiz, D., Agarwal, B. N. P., Tejero, R., et Ruiz, J. (2011). Crustal structure from gravity signatures in the Iberian Peninsula. *Geological Society of America Bulletin*, 123 (7-8), 1247-1257.

Goodwin, A.M. (1996). *Principles of Precambrian Geology*. Academic Press, London, 327 pages.

Gupta, V.K., (1981). Bouguer Gravity and Generalized Geological Map of the Sudbury-Onaping Lake Area, Districts of Sudbury and Algoma; Ontario Geological Survey, Preliminary Map P. 2482, Geophysical Series, Scale 1:100 000.

Gupta, V.K., (1983). On the Sudbury gravity anomaly. Ontario Geological Survey. Miscellaneous paper 116, 145-147.

Hammer, P.T.C., Clowes, R.M., Cook, F.A., van der Velden, A.J., et Vasudevan, K., (2010). The Lithoprobe trans-continental lithospheric cross-sections: Imaging the internal structure of the North American continent. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 47, 821–857.

Hearst RB, Morris WA. (2001). Regional gravity setting of the Sudbury structure. *Geophysics* 66, 1680-1690.

Hinze, W. J., von Frese, R. R. B., et Saad, A. H. (2013). Gravity and magnetic exploration : principles, practices, and applications. Cambridge University Press. 512 pages.

Huang, Y., Strati, V., Mantovani, F., Shirey, S. B., et McDonough, W.F. (2014). Regional study of the Archean to Proterozoic crust at the Sudbury Neutrino Observatory (SNO+), Ontario: Predicting the geoneutrino flux. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15 (10), 3925–3944.

Irving, R., Asudeh, I., Forsyth, D., Mortimer, D., Argyle, M., et Zelt, C. (1993). 1992 LITHOPROBE Abitibi-Grenville seismic refraction survey: acquisition and processing report. Geological Survey of Canada, Open File 2627. 322 pages.

Kearey, P., Brooks M., et Hill, I. (2002). An Introduction to Geophysical Exploration, 3rd edition Blackwell Science. 268 pages.

Larroque, C. et Virieux, J. (2001). Physique de la Terre Solide: observations et théories. Collection Géosciences, Gordon and Breach Science Publisher. 360 pages.

Leclair, A.D., Percival, J.A., Green, A.G., Wu, J.J., West, G.F. et Wang, W. (1994). Seismic reflection profiles across the central Kapuskasing uplift. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 31(7), 1016-1026.

Long, C., et Salisbury, M.H. (1996). Velocity structure of the Britt Domain, southwestern Grenville province from laboratory and refraction experiments. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 33 (5), 729-745.

Lucas, S. B. et St-Onge, M. R. (1998). Geology of the Precambrian Superior and Grenville provinces and Precambrian fossils in North America. Geological Survey of Canada, Geology of Canada Series no. 7. 387 pages.

Ludden, J., et Hynes, A. (2000). The Lithoprobe Abitibi-Grenville transect: two billion years of crust formation and recycling in the Precambrian Shield of Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 37(2-3), 459-476.

McGrath, P.H., et Broome, H. J. (1994). A gravity model of the Sudbury structure along the Lithoprobe seismic line. *Geophysical Research Letters*, 21, 955-958.

Milkereit, B., White, D., Adam, E., Boerner, D., et Salisbury, M., (1994). Implications of the Lithoprobe seismic reflection transect for Sudbury geology. In *Proceedings of the Sudbury-Noril'sk Symposium Ontario Geological Survey*. Edited by P.C. Lightfoot, and A. J. Naldrett. Special Volume 5, 11-20.

Moon, W.M., et Jiao, L.X. (1998). Sudbury meteorite-impact structure modeling with Lithoprobe high resolution seismic refraction results. *Geoscience Journal*, 2(1), 26-36.

Musacchio, G., White, D.J., Asudeh, I., et Thomson, C.J. (2004). Lithospheric structure and composition of the Archean western Superior Province from seismic refraction/wide-angle reflection and gravity modeling. *Journal of Geophysical Research*, 109, B03304.

Nafe, J. E., et C. L. Drake (1963). Physical properties of marine sediments, in *The Sea*, Vol. 3, edited by M. N. Hill, Interscience, New York. 794-815.

Olaniyan, O., Smith, R.S, et Lafrance, B. (2014). A constrained potential field data interpretation of the deep geometry of the Sudbury structure. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 51(7), 715-729.

Percival, J. A. (1986). A Possible Exposed Conrad Discontinuity in the Kapuskasing Uplift, Ontario, in *Reflection Seismology: The Continental Crust* (eds M. Barazangi

and L. Brown), American Geophysical Union, Washington, D. C. Geodynamics Series, 14, 135-141.

Perry, H.K.C., Eaton, D.W.S., Forte, A.M., (2002). LITH5.0: A revised crustal model for Canada based on LITHOPROBE results, *Geophysical Journal International*, 150 (1), 285-294.

Rousell, D.H., et Brown, G.H. Eds. (2009). A Field Guide to the Geology of Sudbury, Ontario. Ontario Geological Survey, Open File Report 6243. 200 pages.

Simard, A., (2000). Le potentiel minéral du Québec: Un état de la question, *Géologie Québec*, Ministère des Ressources naturelles du Québec. 34 pages.

Spector, N. et Grant, F. S., (1970). Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics* 35, 293-302.

Tadjou, J.M., Nouayou, R., Kamguia, J., Kande, H. L. et Manguelle Dicoum, E. (2009). Gravity analysis of the boundary between the Congo craton and the Pan-African belt of Cameroon. *Austrian Journal of Earth Sciences*, 102, 71-79.

Talwani, M., Worzel, J. L. et Landisman M. (1959). Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino Submarine Fracture Zone. *Journal of Geophysical Research*, 64, 49-61.

Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E., et Keys D.A. (1976). *Prospection Géophysique*. Tome 4 ERG Editions, La Barbannerie, F-78780, Maurecourt. 249 pages.

Telmat, H., Antonuk, C.N., et Mareschal, J.-C., (1997). Gravity modeling along a Lithoprobe seismic traverse, northern Grenville Province, western Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 34, 127-134.

Telmat, H., Mareschal, J.C., Gariépy, C., David, J. et Antonuk, C.N. (2000). Crustal models of the eastern Superior Province, Quebec, derived from new gravity data. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 37, 385-397.

Tiwari, V.M., Ravi Kumar, M., et Mishra, D.C. (2013). Long wavelength gravity anomalies over India: Crustal and lithospheric structures and its flexure. *Journal of Asian Earth Sciences*, 70–71, 169–178.

Wheeler, J.O., Hoffman, P.F., Card, K.D., Davidson, A., Sanford, B.V., Okulitch, A.V., et Roest, W.R. (comp.) (1996) : Geological map of Canada, Geological Survey of Canada, Map 1860A, scale 1:5 000 000.

White, D. J., Forsyth, D., Asudeh, I., Carr, S. D., Wu, H., Easton, R. M. et Mereu, R. F. (2000). A seismic-based cross-section of the Grenville orogen in southern Ontario and western Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 37, 183–192.

Winardhi, S., et Mereu, R. F. (1997). Crustal velocity structure of the Superior and Grenville provinces of the southeastern Canadian Shield. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 34(8), 1167-1184.

Wu, J., Milkereit, B., Boerner, D. (1995). Seismic Imaging of the enigmatic Sudbury structure. *Journal of Geophysical Research*, 100, 4117-4130.

Références pour logiciels :

Logiciel GeoModeller :

<http://www.intrepid-geophysics.com/ig/index.php?page=geomodeller>

Logiciel GMT : <http://gmt.soest.hawaii.edu>

Logiciel Matlab : <http://www.mathworks.com/products/matlab/index-b.html>

Logiciel Mirone : <http://w3.ualg.pt/~jluis/mirone/main.html>

Logiciel Talwani for Windows
Gravity Profile Forward Modeling Tool
University of Texas at El Paso
URL: <http://research.utep.edu/Default.aspx?tabid=45290>

Sources des données sur Internet :

Site des données géoscientifiques du ministère des ressources naturelles du Canada
<http://gdr.agg.nrcan.gc.ca/gdrdap/dap/search-fra.php>

U.S. Geological Survey
Department of the Interior/USGS
URL: <http://earthquake.usgs.gov/data/crust/nam.php>

DNAG : <https://data.noaa.gov/dataset/dnag-gravity-data>